

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID

FACULTAD DE CIENCIAS GEOLÓGICAS

Departamento de Estratigrafía



**LAS SUCESIONES HEMIPELÁGICAS DEL FINAL DEL
CRETÁCICO E INICIO DEL PALEÓGENO EN EL SE DE
LA PLACA IBÉRICA: ESTRATIGRAFÍA DE EVENTOS Y
EVOLUCIÓN DE LA CUENCA**

**MEMORIA PARA OPTAR AL GRADO DE DOCTOR
PRESENTADA POR**

Beatriz Chacón Pichaco

Bajo la dirección del Doctor:

Javier Martín Chivelet

Madrid, 2002

ISBN: 84-669-1777-2

Chacón

Las sucesiones hemipelágicas del final del Cretácico e inicio del Paleógeno en el SE de la Placa Ibérica: Estratigrafía de eventos y evolución de la cuenca

Madrid, 2002

LAS SUCESSIONES HEMIPELÁGICAS DEL
FINAL DEL CRETÁCICO E INICIO DEL PALEÓGENO
EN EL SE DE LA PLACA IBÉRICA:
ESTRATIGRAFÍA DE EVENTOS Y
EVOLUCIÓN DE LA CUENCA



Beatriz Chacón Pichaco

Madrid, 2002



Departamento de Estratigrafía Instituto de Geología Económica
Facultad de Ciencias Geológicas C.S.I.C. - U.C.M.
Universidad Complutense de Madrid



Fotografía de portada: fm. Aspe.
Antigua carretera de Jijona.
Septiembre 1999.

LAS SUCESIONES HEMIPELÁGICAS DEL
FINAL DEL CRETÁCICO E INICIO DEL PALEÓGENO
EN EL SE DE LA PLACA IBÉRICA:
Estratigrafía de eventos y evolución de la Cuenca

Beatriz Chacón Pichaco

Departamento de Estratigrafía
Facultad de Ciencias Geológicas
Universidad Complutense de Madrid

Instituto de Geología Económica
C.S.I.C. – U.C.M.

LAS SUCESIONES HEMIPELÁGICAS DEL
FINAL DEL CRETÁCICO E INICIO DEL PALEÓGENO
EN EL SE DE LA PLACA IBÉRICA:
Estratigrafía de eventos y evolución de la Cuenca

Memoria presentada para obtener el grado
de Doctor en Ciencias Geológicas por la
Universidad Complutense de Madrid por:
BEATRIZ CHACÓN PICHACO

Esta memoria ha sido realizada en el Departamento de Estratigrafía de la Universidad Complutense de Madrid y en el Instituto de Geología Económica (C.S.I.C. – U.C.M.), bajo la dirección del Dr. Javier Martín Chivelet, Profesor Titular de esta Universidad.

Madrid, Septiembre de 2002

Dr. Javier Martín Chivelet

*A mi familia y amigos,
a Juan Luis,
que siempre han estado ahí y
sin los cuales este trabajo
no hubiera sido posible*

AGRADECIMIENTOS

El desarrollo de esta tesis ha sido posible gracias a la participación de numerosas personas y de diversas instituciones a las que quiero expresar todo mi agradecimiento. La Tesis se ha realizado en el Departamento de Estratigrafía de la Universidad Complutense de Madrid y en el Instituto de Geología Económica del Consejo Superior de Investigaciones Científicas, que pusieron a mi disposición todos los medios necesarios. Durante gran parte de la elaboración de la Tesis disfruté de una beca del Ministerio de Educación y Cultura, dentro del programa FPU y los proyectos PB 97-0330, de la DGES, y REN 2001 – 1607/GLO, del MCYT/DGI financiaron los trabajos de investigación.

Entre las primeras personas a las que quisiera manifestar mi agradecimiento se encuentra el Dr. Javier Martín Chivelet, director de esta Tesis. Me ofreció la posibilidad de realizar una Tesis dentro del proyecto en el que él se encontraba, una Tesis sobre sedimentología de carbonatos, algo que en un principio me asustó un poco al quedar, pensé, algo alejada de mi especialización en Paleontología.... Sin embargo, me alegro mucho de que pensase en mí y de que me ofreciese esta oportunidad, ya que, a lo largo de estos últimos años, he conseguido obtener una visión mucho más amplia y no tan compartimentada de la Geología, en la que todas las disciplinas están íntimamente relacionadas. Quisiera agradecerle todas las jornadas de campo que compartió conmigo, sus consejos y todo lo que me enseñó sobre diversos aspectos de la Geología y, fundamentalmente, gracias por la confianza depositada en mí.

También quisiera expresar mi agradecimiento al Dr. Lorenzo Vilas y a la Dra. Consuelo Arias, que siempre tuvieron una palabra amable y les faltó tiempo para ofrecer cualquier tipo de ayuda desde el primer momento. Gracias también por estar ahí cada vez que les necesité.

En el avance de esta Tesis fue fundamental mi estancia en la Universidad de Bremen. Quisiera agradecer la excelente acogida y el trato amable y siempre dispuesto de todos los miembros del Departamento de Geología Histórica y Paleontología, dirigido por el Dr. Helmut Willems, y del Departamento de Estratigrafía, Sedimentología y Geocronología, dirigido por el Dr. Jochen Kuss. Gracias al Dr. Willems y al Dr. Kuss por aceptarme durante mi estancia en sus respectivos departamentos y por poner a mi disposición toda la ayuda necesaria. Durante mi estancia en Bremen, tuve la oportunidad de colaborar con dos investigadores, el Dr. Kai-Uwe Gräfe, integrante del grupo del Dr. Willems, y el Dr. Robert Speijer, del grupo del Dr. Kuss, de los que aprendí prácticamente todo lo que sé acerca del estudio de los foraminíferos planctónicos y de los foraminíferos microbentónicos, respectivamente. Gracias a ambos por dedicarme vuestro tiempo y por tener siempre una sonrisa que ofrecerme. Fuera ya del punto de vista académico, quisiera agradecer de todo corazón al Dr. Gräfe y a su mujer, Angela, toda la ayuda que me prestaron durante mi estancia, y de manera especial, en los primeros días, los más duros, y en los fines de semana, organizándome magníficas excursiones a diferentes zonas del país y no permitiendo que me sintiese sola en ningún momento. A Janneth Pachón de Heller, también del Departamento de Geología Histórica y Paleontología, y a su familia, por todos los fines de semana en los que me hicieron sentir como en casa y por permitirme disfrutar de la relajación que supone hablar tu propio idioma en un país extranjero...

También quisiera agradecer a todo el personal del Departamento de Estratigrafía y de la UEI de Correlaciones Estratigráficas del Instituto de Geología Económica, toda la ayuda prestada durante estos casi cinco años.

Quiero dar las gracias a mis compañeros de despacho: a Juan Ignacio Santisteban (Santi), que ha tenido que soportar varias crisis nerviosas, "crisis informáticas" varias y largas charlas autocompasivas, y a Henar Vargas y Marta Rodríguez, que siempre han tenido palabras de ánimo y se han prestado a colaborar en lo que fuese necesario.

A la Dra. Maribel Benito, que debido a que su paso por este "trance" de término y presentación de Tesis está aún bastante reciente, ha sabido entender a la perfección cada uno de mis ataques de ansiedad, darme ánimos y ayudarme a ver las cosas bajo una luz diferente.

A la Dra. Marian Fregenal, con la que tuve la oportunidad de compartir varias sesiones de campo y, especialmente, por ayudarme con la sedimentología de las contornitas.

Al Dr. José López por darme sabios consejos cuando los necesité y por ser tan positivo, cosa tan necesaria para mí... la eterna pesimista...

Al Dr. Alfredo Arche, por acordarse siempre de mí cada vez que veía algún artículo sobre el límite K/T y por "inundarme" en separatas y libros de su extensa biblioteca.

A D. Miguel Ángel San José, que solía acordarse de mí antes de irse, haciéndome una visita en mi reclusión en el laboratorio, para comprobar que seguía despierta y en funcionamiento, animándome en todo momento y recordándome las maravillosas playas de Cádiz.

También quisiera dar las gracias a D. Gilberto Herrero por el interés y el cuidado que siempre puso en la preparación de mis láminas delgadas, por su amabilidad y por "colarme" en algunas ocasiones, permitiendo que siempre tuviese a tiempo las muestras cuando las necesité. A Dña. Beatriz Moral, que me preparó innumerables levigados. A D. José Luis González (Tote), con el pasé largas horas en su laboratorio fotográfico convirtiendo simples fotogramas en preciosas fotografías de mis bonitos foraminíferos y no siempre tan bonitas microfacies. A Modesto Escudero, por ayudarme con las labores de encuadernación de los ejemplares de la Tesis. Y a Dña. Rosario Ojeda, por localizar cualquier libro o separata que pudiese necesitar allí donde estuviese y por engrosar increíblemente mi colección de sellos.

Al Dr. Carlos Rossi, por poner a mi disposición numerosas separatas sobre macroforaminíferos bentónicos que me han sido de gran ayuda.

También quisiera dar las gracias a varios especialistas que no han dudado un momento en prestarme su ayuda incondicional a la hora de clasificar algunos de mis ejemplares fósiles. Entre ellos se encuentran el Dr. Xabier Orue-Extebarria, que estudió los foraminíferos planctónicos terciarios y que se prestó a revisar algunas de mis identificaciones; el Dr. Jaume Gallemí, que estudió los equínidos (mis "equinos") del Cretácico, el Dr. Ricard Martínez, que revisó los escasos ejemplares que pude encontrar de ammonítidos y el Dr. Josep Serra-Kiel, que analizó los foraminíferos macrobentónicos del Terciario y que me acogió en su laboratorio durante una breve estancia.

Por otra parte, también me gustaría agradecer a mis amigos la paciencia ante esta mujer eternamente agobiada y eternamente crítica. Así, muchas gracias a M^a Mar e Isabel, que, además, tuvieron que soportar en respectivas ocasiones varias jornadas de campo conmigo. Gracias también a Marina, que siempre tenía algún mensajito que enviarme para alegrarme el día, y gracias también a Raquel, Tere, Carlos...

A mi familia y a Juan Luis, que siempre han hecho lo imposible por ayudarme y que han procurado darme aliento para que esta empresa llegase a buen fin. A ellos, a los que he podido dedicar tan poco tiempo en estos últimos años... Espero que de ahora en adelante, con la mente algo más tranquila (¿?), podamos recuperar esos buenos momentos no disfrutados.

RESUMEN

En este trabajo se han analizado depósitos de edad Santoniense a Eoceno inferior de una extensa área, que incluye gran parte de la provincia de Alicante y dos sectores de la región de Murcia. Esta área queda enmarcada en las Zonas Externas de la Cordillera Bética, concretamente en la parte oriental – meridional de la Zona Prebética, salvo una de las secciones analizadas en la región de Murcia, que se sitúa en la Zona Subbética. Desde un punto de vista paleogeográfico, el área de estudio correspondería a la zona proximal de los ambientes marinos profundos de la margen continental meridional de Iberia durante el Mesozoico (la paleomargen Bética).

Para su estudio, el área analizada ha sido subdividida en nueve sectores: el Sector de la Sierra del Carche, Sector de la Sierra de Maigmó, Sector de la Sierra de Aixorta, Sector de Jijona – Busot – Torremanzanas, Sector de Aguas de Busot, Sector de Alfaz del Pi – Foies Blanques, Sector de Aspe, Sector de Agost y Sector de Caravaca. Se han estudiado catorce columnas estratigráficas, que se han completado con diez secciones parciales de gran detalle y ocho columnas estratigráficas complementarias.

Se ha realizado un estudio litoestratigráfico que ha permitido diferenciar para el intervalo temporal analizado seis unidades litoestratigráficas con el rango de formación. De estas seis formaciones, cuatro se definen por primera vez y con carácter informal en este trabajo: fm. Aspe, fm. La Alberquilla, fm. Agost y fm. Pinoso. Las otras dos unidades, Fm. Carche y Fm. Raspay, habían sido definidas previamente para el Prebético de Jumilla – Yecla, extiéndose sus límites en este trabajo a otros sectores de las Zonas Externas.

Con el fin de poder establecer correlaciones entre los distintos puntos analizados, las sucesiones estudiadas fueron datadas previamente con la ayuda de diversos grupos fósiles. En el caso de los depósitos del Cretácico Superior, la datación se basó en el análisis de las asociaciones de foraminíferos planctónicos, tanto en levigado como en lámina delgada. Las dataciones así obtenidas fueron corroboradas mediante los ammonioideos, equínidos, foraminíferos bentónicos y, puntualmente, mediante los cocolitos incluidos en estos depósitos. En el caso de los depósitos del Paleógeno, la datación se basó en dos grupos fósiles diferentes, dependiendo del ambiente de sedimentación. De este modo, los depósitos de ambientes marinos someros de plataforma interna se dataron fundamentalmente a partir de las asociaciones de foraminíferos macrobentónicos en lámina delgada, mientras que, en los materiales de medios marinos abiertos de carácter hemipelágico, la datación se obtuvo mediante las asociaciones de foraminíferos planctónicos en levigado. El análisis bioestratigráfico de estas sucesiones ha permitido caracterizar todos los pisos del Cretácico Superior alto y del Paleógeno inferior en este sector de la Cordillera Bética.

De cada una de las unidades litoestratigráficas, se ha realizado un análisis sedimentológico que ha permitido reconocer ambientes sedimentarios que oscilaron entre la plataforma interna, con depósitos arrecifales y pararecifales, y los medios hemipelágicos tranquilos, afectados por corrientes de fondo o con depósitos de gravedad y representados por sucesiones alternantes calizo-margosas marcadamente rítmicas o por depósitos margosos de aspecto más homogéneo. La sedimentación fue de carácter carbonatado, con escasos aportes de terrígenos, a mixta, carbonatado-siliciclástica. El estudio sedimentológico se aplicó también al análisis de los depósitos asociados a las discontinuidades estratigráficas que delimitan las unidades litoestratigráficas diferenciadas.

Las cuatro grandes discontinuidades reconocidas, que se han datado en los puntos de menor laguna estratigráfica como Santoniense terminal (Campaniense basal), Maastrichtiense medio, límite Maastrichtiense – Daniense y Thanetiense – Ilerdiense, han permitido subdividir el registro sedimentario en cinco grandes unidades: Unidad basal (Coniaciense superior – Santoniense superior alto), Unidad 1 (Santoniense terminal a Campaniense basal – Maastrichtiense inferior), Unidad 2 (Maastrichtiense superior), Unidad 3 (Paleoceno) y Unidad 4 (Ilerdiense). Estas grandes unidades engloban depósitos relacionados genéticamente, que se formaron entre dos eventos tectónicos mayores que provocaron reestructuraciones en la

geometría de la cuenca y modificaciones en los ambientes de depósito. El reflejo de estos eventos tectónicos en el registro estratigráfico quedó marcado por el desarrollo de costras ferruginosas, fosfáticas y/ estromatolíticas, por depósitos caóticos, por cambios de tendencia y/o por cambios drásticos en las asociaciones faunísticas. Para cada uno de los eventos tectónicos mayores reconocidos, se han analizado los cambios ambientales asociados en los diferentes sectores del área de estudio, así como sus factores de control, relacionándolos con la evolución geodinámica que experimentaba la Península Ibérica durante ese periodo.

Finalmente, se procedió a establecer la correlación entre los sistemas sedimentarios desarrollados durante el Santoniense al Eoceno inferior en el área de estudio y los sistemas de depósito desarrollados durante ese mismo periodo en áreas algo más septentrionales de la Cordillera Bética, correspondientes a áreas más marginales de la plataforma. En concreto, la correlación se estableció con el Altiplano de Jumilla – Yecla y con el sector de Játiva – Onteniente. Ésta se basó en las discontinuidades estratigráficas regionales y en las dataciones bioestratigráficas, ya que los depósitos de las unidades litoestratigráficas delimitadas por dichas discontinuidades muestran características muy diferentes en cada sector. Debido a que, en los sectores más marginales con los que se ha establecido la correlación, los depósitos del Paleógeno inferior están muy mal representados y su sedimentología y biocronoestratigrafía no ha podido ser hasta el momento bien caracterizada, la correlación se ha centrado en los depósitos del Santoniense – Maastrichtiense.

Esta correlación interregional ha permitido comprobar el carácter regional de las tres discontinuidades reconocidas para el Cretácico Superior alto. De este modo, la génesis de estas discontinuidades debe estar relacionada con eventos tectónicos de carácter regional que se enmarcan dentro de la evolución de la cuenca sedimentaria, la paleomargen Bética, que, hacia el final del Cretácico, iniciaba su etapa como margen convergente.

ABSTRACT

The stratigraphy and sedimentology is analysed in Santonian to early Eocene sequences from the Alicante province and two sectors in the Murcia province. Geologically, the area is located in the External Zones of the Betic Ranges. Most sections are located in the eastern to southern part of the Prebetic Zone. Only one section is located in the Subbetic Zone. From a palaeogeographic point of view, the area of study was the proximal part of the deep marine zone of the southern continental margin of Iberia during the Mesozoic (the ancient Betic margin).

The study area has been divided into nine sectors: Sierra del Carche Sector, Sierra del Maigmo Sector, Sierra de Aixorta Sector, Jijona – Busot – Torremanzanas Sector, Aguas de Busot Sector, Alfaz del Pi – Foies Blanques Sector, Aspe Sector, Agost Sector, and Caravaca Sector. Fourteen stratigraphic sections, and ten detailed partial sections have been studied.

The lithostratigraphic study of the profiles revealed six lithostratigraphic units (formations) for the analysed period. However informally, four of these formations are first-time defined in this work: Aspe fm., La Alberquilla fm., Agost fm., and Pinoso fm. The Carche and Raspay Fms. were defined for the Prebetic of the Jumilla – Yecla region previously. Their limits are extended now in this work to other sectors of the Outer Zones of the Betic Ranges.

The stratigraphic successions were dated with different fossil groups, depending on the time-slice and/or the sedimentary environment. For the Upper Cretaceous deposits, the estimation of the age was based on the study of the planktic foraminiferal assemblages, both, in washed residues and in thin sections. The obtained ages are supported by data derived from the study of ammonoids, echinids, benthic foraminifera and the coccoliths included in these deposits. For the Palaeogene deposits, the age was obtained from two different fossil groups, depending on the sedimentary environment: thin sections of larger benthic foraminifera assemblages for shallow marine deposits corresponding to the inner platform, and washed residues of planktic foraminifera assemblages for open marine hemipelagic deposits. The high-resolution biostratigraphical analysis allowed the recognition of the last stages of the Upper Cretaceous and the stages of the lower Palaeogene for this sector of the Betic Ranges.

The sedimentological study of each lithostratigraphic unit allows the recognition of marine environments ranging from the inner platform (reefal and para-reefal deposits), to hemipelagic areas, represented by alternating rhythmic successions or by more homogeneous marly deposits. These hemipelagic areas are affected by bottom currents and show sediment gravity flows. The sedimentation was carbonatic with very low siliciclastic supply, to mixed carbonatic-siliciclastic. Sediments related to stratigraphic unconformities were also analysed.

The ages of the main stratigraphic unconformities are (minimum time gap): latest Santonian (earliest Campanian), middle Maastrichtian, Maastrichtian – Danian boundary (K/T boundary), and Thanetian – Ilerdian. These unconformities split the sedimentary record in five main units: Basal Unit (upper Coniacian – upper Santonian), Unit 1 (uppermost Santonian earliest Campanian – lower Maastrichtian), Unit 2 (upper Maastrichtian), Unit 3 (Palaeocene), and Unit 4 (Ilerdian). These units include genetically related deposits that were formed between two main tectonic events. These events caused changes in the geometry of the basin and in the sedimentary environments. These tectonic events are recorded in the sedimentary unconformities by the development of iron, phosphatic, and/or stromatolitic crusts, by chaotic deposits or are revealed by changes in sedimentary polarity, and/or by drastic changes in the faunal assemblages. These changes and their controlling factors were studied for each unconformity in each sector and they were related to the geodynamic processes in which the Iberian Peninsula was involved in the studied period.

Finally, a regional palaeogeographical reconstruction was made by correlation with two areas (the Altiplano of Jumilla – Yecla and the Játiva – Onteniente sector) located more to the north in the Betic Ranges, and interpreted as being more marginal areas of the platform. The correlation was based on the regional stratigraphic unconformities recognized in these areas and on biostratigraphy, since the deposits bounded by these unconformities vary greatly from one

sector to another. Only the Santonian – Maastrichtian deposits have been compared as they are the most continuous, best outcropping and the richest in biostratigraphical content.

This interregional correlation has allowed testing the regional character of the three unconformities recognized for the uppermost Cretaceous. The origin of these unconformities must be related to regional tectonic events which are controlled by the development of the Betic margin that became a convergent margin to the end of the Cretaceous.

INDICE

INDICE

1. INTRODUCCIÓN	1
1.1. PLANTEAMIENTO Y OBJETIVOS	3
1.2. LOCALIZACIÓN GEOGRÁFICA	4
1.3. MARCO GEOLÓGICO	7
1.3.1. DIVISIONES GEOLÓGICAS	8
1.4. METODOLOGÍA	9
1.4.1. TRABAJO DE CAMPO	12
1.4.2. TRABAJO DE LABORATORIO	12
1.4.2.1. Obtención de láminas delgadas y métodos de estudio	12
1.4.2.1.1. Microscopía óptica	12
1.4.2.1.2. Microscopía electrónica de barrido	13
1.4.2.2. Obtención de levigados y métodos de estudio	13
1.4.2.2.1. Fraccionamiento de las muestras	13
1.4.2.2.2. Triado y determinación taxonómica de los ejemplares fósiles	13
1.4.2.2.3. Microscopía electrónica de barrido	14
1.4.2.3. Difracción de Rayos X	14
1.4.3. TRABAJO DE GABINETE	14
1.4.3.1. Revisión bibliográfica, cartográfica y de fotos aéreas	14
1.4.3.2. Tratamiento de datos	14
1.4.3.3. Interpretación de los datos y elaboración de la memoria	15
2. ANTECEDENTES	17
2.1. INTRODUCCIÓN	19
2.2. TRABAJOS HISTÓRICOS	19
2.3. TRABAJOS DE CARÁCTER REGIONAL, CARTOGRAFÍAS Y GRANDES SÍNTESIS	20
2.4. TRABAJOS RELACIONADOS CON EL PREBÉTICO DE ALICANTE	21
2.5. TRABAJOS DESARROLLADOS EN EL PREBÉTICO DEL ÁREA SIERRA DEL CARCHE – SIERRA MARIOLA	22
2.6. TRABAJOS REALIZADOS EN EL SUBBÉTICO DE CARAVACA	23
3. LITOESTRATIGRAFÍA	25
3.1. INTRODUCCIÓN	27
3.2. NOMENCLATURA LITOESTRATIGRÁFICA	27
3.3. PATRÓN LITOESTRATIGRÁFICO	27
3.3.1. Formación Carche (Formación Calizas del Carche)	28
3.3.2. Formación Aspe	29
3.3.3. Formación Raspay (Formación Margas de Raspay)	31
3.3.4. Formación La Alberquilla	32
3.3.5. Formación Agost	32
3.3.6. Formación Pinoso	36
4. BASES PARA EL ANÁLISIS BIOESTRATIGRÁFICO	39
5. AFLORAMIENTOS	47
5.1. SECTOR SIERRA DEL CARCHE	51
5.1.1. SEDIMENTOLOGÍA	59
-Fm. Carche	59
-Fm. Raspay	62
-fm. La Alberquilla	64
-fm. Pinoso	71

5.1.2. BIOCronoestratigrafía	73
-Fm. Carche	73
-Fm. Raspay	80
-fm. La Alberquilla.....	82
-fm. Pinoso.....	83
5.1.3. DISCONTINUIDADES	85
-Discontinuidad Cenomaniense medio - Santoniense terminal (Campaniense basal).....	85
-Discontinuidad Maastrichtiense <i>medio</i>	85
-Discontinuidad Maastrichtiense terminal – Daniense	86
-Discontinuidad Thanetiense – Ilerdiense	88
-Discontinuidad intra-eocena.....	88
5.1.4. EVOLUCIÓN VERTICAL.....	89
5.2. SECTOR SIERRA DEL MAIGMÓ	93
5.2.1. SEDIMENTOLOGÍA	102
-unidad Coniaciense <i>p.p.</i> – Santoniense.....	102
-Fm. Carche	105
-Fm. Raspay	107
-fm. Pinoso.....	108
5.2.2. BIOCronoestratigrafía	109
-unidad Coniaciense <i>p.p.</i> – Santoniense.....	109
-Fm. Carche	110
-Fm. Raspay	115
-fm. Pinoso.....	116
5.2.3. DISCONTINUIDADES Y EVENTOS	116
-Discontinuidad Turoniense – Coniaciense <i>p.p.</i>	116
-Evento Santoniense terminal – Campaniense basal	116
-Discontinuidades y eventos intra-campanienses	116
-Discontinuidad Maastrichtiense–Thanetiense superior/Ilerdiense .	117
-Discontinuidad intra-Eocena	118
5.2.4. EVOLUCIÓN VERTICAL.....	118
5.3. SECTOR SIERRA DE AIXORTA	121
5.3.1. SEDIMENTOLOGÍA	126
-Fm. Carche	126
-Fm. Raspay	133
-fm. Agost.....	135
5.3.2. BIOCronoestratigrafía	137
-Fm. Carche	137
-Fm. Raspay	141
-fm. Agost.....	143
5.3.3. DISCONTINUIDADES Y EVENTOS	144
-Discontinuidad del Maastrichtiense <i>medio</i>	144
-Discontinuidad Maastrichtiense terminal – Daniense y sedimentación condensada del Paleoceno	146
-Evento Thanetiense superior – Ilerdiense	154
5.3.4. EVOLUCIÓN VERTICAL.....	157
5.4. SECTOR DE JIJONA – BUSOT – TORREMANZANAS	161
5.4.1. SEDIMENTOLOGÍA	175
-unidad Coniaciense <i>p.p.</i> – Santoniense.....	175
-fm. Aspe.....	177
-Fm. Raspay	180

5.4.2. BIOCRONOESTRATIGRAFÍA.....	182
<u>Jijona I</u>	
-unidad Coniaciense <i>p.p.</i> – Santoniense	182
-fm. Aspe	183
<u>Jijona II</u>	
-unidad Coniaciense <i>p.p.</i> – Santoniense	184
-fm. Aspe	186
<u>Busot</u>	
-unidad Coniaciense <i>p.p.</i> – Santoniense	189
-fm. Aspe	190
-Fm. Raspay	193
<u>Torremanzanas</u>	
-fm. Aspe	193
-Fm. Raspay	194
5.4.3. DISCONTINUIDADES, EVENTOS Y ACTIVIDAD	
TECTÓNICA SINSEDIMENTARIA	197
-Paleofallas del final del Cenomaniense	197
-Discontinuidades del Cenomaniense superior (Turonense inferior)	199
-Discontinuidad Turonense – Coniaciense (intra-Coniaciense).....	200
-Discontinuidad Santoniense – Campaniense	201
-Discontinuidad intra-Campaniense	206
-Discontinuidad Maastrichtiense <i>medio</i>	206
-Discontinuidad Maastrichtiense terminal	206
5.4.4. EVOLUCIÓN VERTICAL	207
5.5. SECTOR DE AGUAS DE BUSOT	211
5.5.1. SEDIMENTOLOGÍA.....	214
-unidad Coniaciense <i>p.p.</i> – Santoniense	214
-fm. Aspe	216
-fm. Pinoso	219
5.5.2. BIOCRONOESTRATIGRAFÍA.....	221
-unidad Coniaciense <i>p.p.</i> – Santoniense	221
-fm. Aspe	222
-fm. Pinoso	226
5.5.3. DISCONTINUIDADES Y EVENTOS	226
-Evento Santoniense terminal – Campaniense basal	226
-Discontinuidad Maastrichtiense – Thanetiense superior/ Ilerdiense	227
-Discontinuidad intra-Eoceno	227
5.5.4. EVOLUCIÓN VERTICAL	227
5.6. SECTOR ALFAZ DEL PI - FOIES BLANQUES	231
5.6.1. SEDIMENTOLOGÍA.....	235
-fm. Aspe	235
-Fm. Raspay	238
-fm. Agost	239
5.6.2. BIOCRONOESTRATIGRAFÍA.....	242
-fm. Aspe	242
-Fm. Raspay	246
-fm. Agost	247
5.6.3. DISCONTINUIDADES Y EVENTOS	248
-Evento Maastrichtiense <i>medio</i>	248
-Discontinuidad Maastrichtiense – Daniense	248
-Evento intra-Paleoceno inferior	248

5.6.4. EVOLUCIÓN VERTICAL	252
5.7. SECTOR DE ASPE	255
5.7.1. SEDIMENTOLOGÍA	260
-fm. Aspe	260
-Fm. Raspay	263
-fm. Píñoso	267
5.7.2. BIOCRONOESTRATIGRAFÍA	270
-fm. Aspe	270
-Fm. Raspay	272
-fm. Píñoso	275
5.7.3. DISCONTINUIDADES	276
-Discontinuidad Maastrichtiense <i>medio</i>	276
-Discontinuidad Maastrichtiense–Thanetiense superior/Ilerdiense	282
5.7.4. EVOLUCIÓN VERTICAL	282
5.8. SECTOR DE AGOST	285
5.8.1. SEDIMENTOLOGÍA	285
-Fm. Raspay	285
-fm. Agost	289
-fm. Píñoso	291
5.8.2. BIOCRONOESTRATIGRAFÍA	293
-Fm. Raspay	293
-fm. Agost	295
-fm. Píñoso	297
5.8.3. DISCONTINUIDADES Y EVENTOS	297
-Tránsito Maastrichtiense – Daniense	297
-Discontinuidad Thanetiense superior-Ilerdiense	298
5.8.4. EVOLUCIÓN VERTICAL	298
5.9. SECTOR DE CARAVACA	301
5.9.1. SEDIMENTOLOGÍA	314
-fm. Aspe	314
-Fm. Raspay	320
-fm. Agost	322
-fm. Píñoso	325
5.9.2. BIOCRONOESTRATIGRAFÍA	327
-fm. Aspe	327
-Fm. Raspay	331
-fm. Agost	338
-fm. Píñoso	339
5.9.3. DISCONTINUIDADES Y EVENTOS	339
-Evento Maastrichtiense <i>medio</i>	339
-Tránsito Maastrichtiense – Daniense (Barranco del Gredero)	340
-Discontinuidad Thanetiense – Ilerdiense	340
5.9.4. EVOLUCIÓN VERTICAL	341
6. INTEGRACIÓN DE RESULTADOS E INTERPRETACIÓN REGIONAL	343
6.1. BIOESTRATIGRAFÍA Y CRONOESTRATIGRAFÍA	345
6.2. EVENTOS MAYORES EN LA EVOLUCIÓN DE LA CUENCA.	
FACTORES DE CONTROL	355
-Evento del Santoniense terminal (Campaniense basal)	355
-Evento del Maastrichtiense <i>medio</i>	356
-Evento del Maastrichtiense – Daniense (K/T) y bioeventos del tránsito Cretácico – Terciario	358

-Evento del Thanetiense superior – Ilerdiense	359
-Síntesis	360
6.3. GRANDES UNIDADES	361
-Unidad basal	361
-Unidad 1	364
-Unidad 2	366
-Unidad 3	370
-Unidad 4	374
-Síntesis	378
6.4. CORRELACIÓN CON ZONAS ADYACENTES	378
7. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	385
ANEXO: LÁMINAS FOTOGRÁFICAS	399

1. INTRODUCCIÓN

1. Introducción

1.1. Planteamiento y objetivos

La presente memoria reúne los datos e interpretaciones obtenidos a partir del estudio de las sucesiones de edad Cretácico Superior alto a Eoceno inferior de un amplio sector de la Cordillera Bética, que englobaría gran parte de la provincia de Alicante y dos áreas de la región de Murcia, localizadas al NO y NE de la misma.

Este trabajo queda enmarcado en la línea de investigación dirigida por el Dr. Lorenzo Vilas, catedrático del Departamento de Estratigrafía de la Universidad Complutense de Madrid, línea en la que participa desde hace años el Dr. Javier Martín Chivelet, director esta tesis doctoral.

La labor realizada por este equipo de trabajo ha sido muy fructífera y se han publicado numerosos trabajos, centrados fundamentalmente en el análisis sedimentológico, estratigráfico y paleogeográfico de los materiales del Jurásico superior al Cretácico superior de las áreas más septentrionales del sector oriental de la Cadena Bética y de la Cordillera Ibérica Meridional.

Dentro de esta línea de investigación, se planteó el desarrollo de una tesis doctoral centrada en el estudio de los depósitos del final del Cretácico e inicio del Paleógeno en el Prebético de la provincia de Alicante. La elección de este intervalo temporal se hizo por dos motivos. Por un lado, debido a su importancia dentro de la evolución de la Margen Bética. Durante este periodo dicha margen experimentó el tránsito desde una margen pasiva, desarrollada durante gran parte del Cretácico, hacia una margen convergente, que perduró hasta la colisión de la Placa Ibérica y el Bloque de Alborán en el Mioceno inferior. Por otro lado, el segundo motivo fue la escasez de trabajos modernos centrados en los depósitos del final del Cretácico y, fundamentalmente, del Paleoceno – Eoceno inferior de este sector de las Béticas. En cuanto al área de estudio, se escogió el Prebético de la provincia de Alicante debido a que este sector ocupó, desde un punto de vista paleogeográfico, áreas marinas más abiertas que las analizadas hasta el momento por el equipo de investigación y se consideró de gran interés la posibilidad de establecer la correlación entre los sistemas de depósito desarrollados en ambos sectores de las Béticas. El área de estudio se amplió a dos nuevas zonas en la región de Murcia: el sector más suroriental del Altiplano de Jumilla – Yecla y el área de Caravaca de la Cruz. El primero de ellos se escogió por tratarse de una zona de solape entre las áreas analizadas previamente y las propuestas para este estudio, por lo que podrían resultar de gran ayuda a la hora de establecer las relaciones entre ambos sectores. El área de Caravaca se eligió por incluir una sección clásica en el estudio del tránsito entre el Cretácico y el Terciario gracias a su gran continuidad sedimentaria.

Una vez centrados el área y el intervalo temporal a analizar, los objetivos planteados para el desarrollo del trabajo fueron los siguientes:

- Estudio litoestratigráfico, bioestratigráfico y sedimentológico de las series del Cretácico Superior alto y Paleógeno inferior del sector seleccionado.

- Caracterización sedimentológica y bioestratigráfica de las discontinuidades estratigráficas mayores.

- Delimitación de unidades genéticas de depósito mediante la correlación entre las discontinuidades reconocidas en las diferentes secciones.

- Análisis de los eventos registrados en las series y de sus factores de control.

- Análisis de la evolución paleogeográfica para cada etapa diferenciada.

- Correlación entre este sector de las Béticas y las áreas correspondientes, desde un punto de vista paleogeográfico, a las zonas más marginales de la cuenca, analizadas previamente por otros autores, y análisis conjunto de su evolución.

- Integración de la evolución de este sector de las Béticas en el marco general de la evolución de la Placa Ibérica y del Tethys más occidental durante este periodo.

1.2. Localización geográfica

Debido a los objetivos planteados en este trabajo, se han analizado en detalle catorce columnas estratigráficas, que corresponden a los mejores afloramientos de los materiales del Cretácico Superior alto y del Paleoceno a Eoceno inferior en un área muy amplia, que abarcaría gran parte de la provincia de Alicante (figs. 1.2.1 y 1.2.2). Además, se han estudiado otros dos cortes en la región de Murcia (S^a del Carche y Caravaca).

Los afloramientos estudiados en la provincia de Alicante se sitúan en las comarcas de la Marina Baixa, L'Alcoià, L'Alacantí y Vinalopó Medio. Este sector estudiado de la provincia de Alicante muestra grandes variaciones orográficas desde cotas superiores a los 1.000 m en la zona más septentrional, a cotas prácticamente a nivel del mar en los sectores más meridionales. Dentro de la zona septentrional más montañosa, se pueden distinguir dos regiones con diferentes características orográficas (fig. 1.2.1): Una región externa, al NO (L'Alcoià), con alineaciones de sierras de dirección NE-SO, flanqueadas por valles comunicados entre sí por estrechas gargantas. Entre estas sierras destaca Sierra Mariola (1.390 m). En esta región más externa, las elevaciones montañosas están constituidas fundamentalmente por materiales carbonáticos del Cretácico Superior. Y otra región, localizada más al SE (Marina Baixa, L'Alacantí y Vinalopó Medio), en la que las sierras se disponen con direcciones NE-SO, N-S e, incluso, NO-SE. Cabe destacar dentro de esta segunda región la Sierra de Maimó (1.296 m) y la Sierra de Aixorta (1.218 m). Las sierras de esta región más suroriental muestran una mayor variabilidad en cuanto a los materiales que las constituyen, de modo que, en la parte localizada más hacia el N y NE están formadas básicamente por materiales carbonáticos del Terciario, mientras que hacia las zonas más meridionales los accidentes orográficos están constituidos en su mayoría por materiales carbonáticos de edad Cretácico Superior.

Las características orográficas de la región controlan en gran medida su climatología y permiten diferenciar tres zonas climáticas principales: Una zona de montaña con un clima húmedo, con los máximos pluviométricos de la provincia y con medias térmicas anuales inferiores a los 14° C; otra zona, que afecta principalmente al Valle del Vinalopó, con un clima semi-árido de interior, con menores precipitaciones y temperaturas medias entorno a los 18° C; y una tercera zona con un clima litoral semi-árido a árido, con porcentajes pluviométricos mínimos y temperaturas medias anuales superiores a los 17° C.

La red fluvial que recorre este sector de Alicante, está fundamentalmente constituida por ramblas que permanecen secas gran parte del año y por las que circulan fuertes caudales tras las escasas e intensas lluvias que afectan a la región. Los principales cursos fluviales son el río Vinalopó, el río Monnegre y el río Amadorio (fig. 1.2.1).

En cuanto a la infraestructura de carreteras en este sector, cabe destacar la autopista A-7, paralela a la costa, que une Murcia con Valencia, y las carreteras nacionales N-325, N-330, N-332 y N-340, que se comunican entre sí por numerosas carreteras comarcales y locales. Las buenas condiciones de exposición en las trincheras de algunas carreteras secundarias han permitido levantar algunas secciones, pero la mayor parte de las columnas estudiadas se han levantado en afloramientos de montaña.

La presión urbanística que caracteriza a determinadas zonas del litoral de la provincia de Alicante están poniendo en peligro la preservación de algunos de los cortes próximos a la costa, como es el caso de las secciones del área de Alfaz del Pi – Foies Blanques.

Dentro de la región de Murcia se han estudiado dos afloramientos, la Sierra del Carche y Caravaca de la Cruz (figs. 1.2.1 y 1.2.2). El afloramiento de la Sierra del Carche se encuentra en el Municipio de Jumilla, en el sector más suroriental del Altiplano de Jumilla – Yecla (al NE de la provincia). Este sector muestra el paisaje típico del altiplano, con recortadas sierras, formadas en su mayor parte por materiales carbonáticos del Cretácico Superior, que surgen de una extensa y elevada planicie y un clima mediterráneo semi-árido continentalizado. El afloramiento de Caravaca queda situado en el extremo NO de la provincia, en una zona que muestra un paisaje

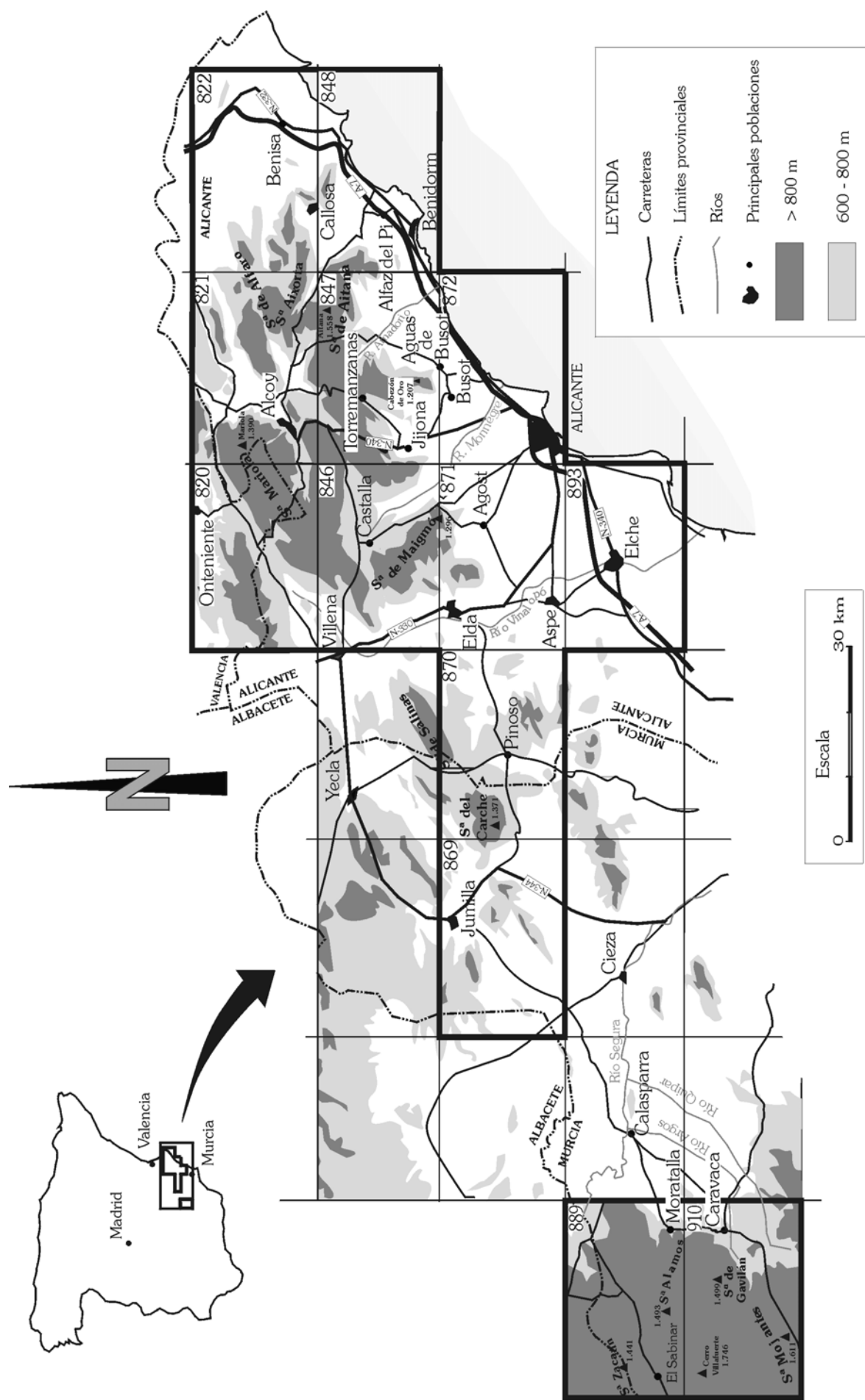


Figura 1.2.1. Localización geográfica del área de estudio, que queda recogida en las hojas de Alcoy (821), Castalla (846), Villajoyosa (847), Altea (848), Jumilla (869), Pinoso (870), Elda (871), Alicante (872), Elche (893) y Caravaca (910), del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50.000.

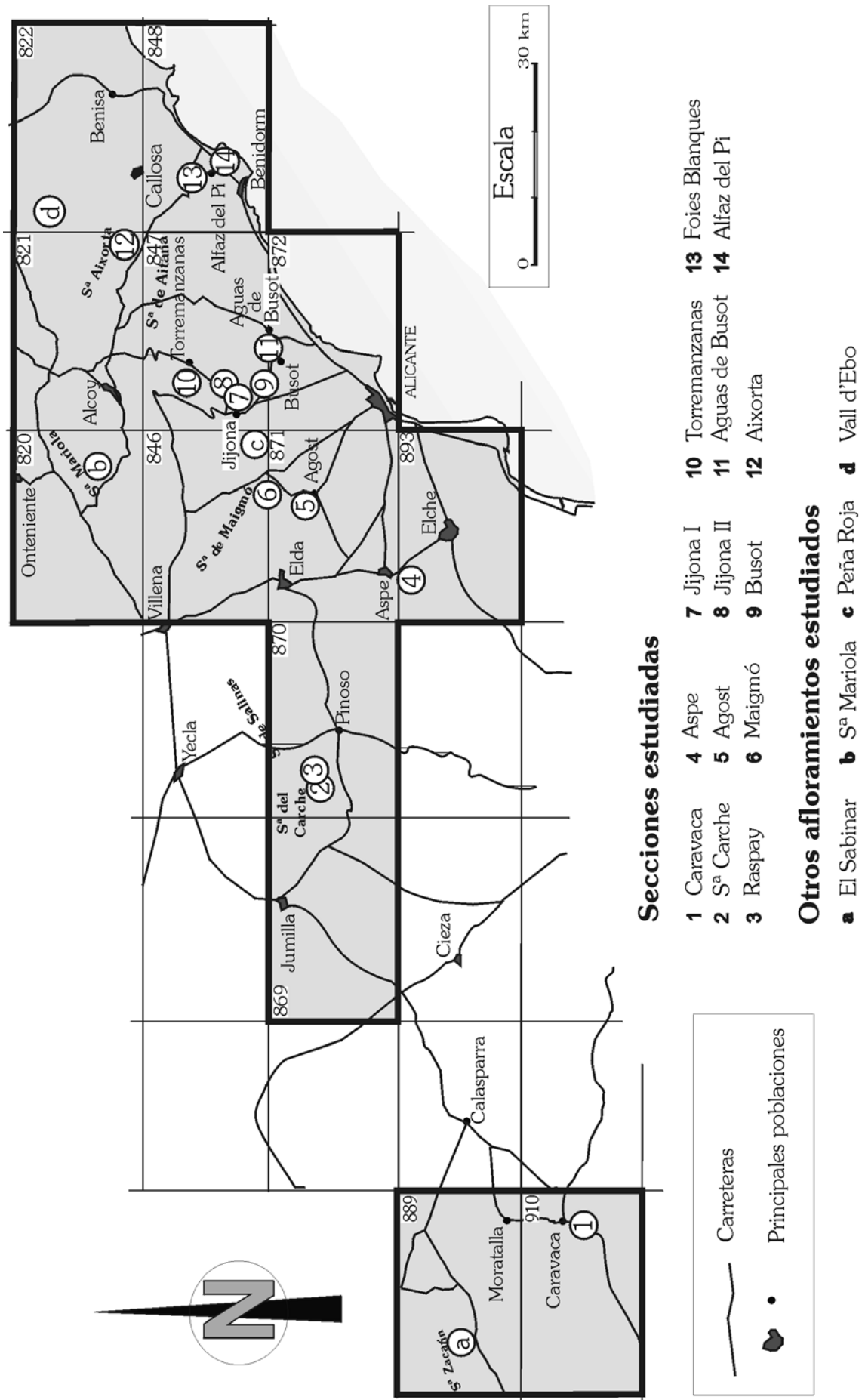


Figura 1.2.2. Situación de las secciones estudiadas.

de tipo subbético muy diferente al del altiplano, con relieves más suaves que están formados principalmente por materiales del Cretácico Superior y del Terciario, y un clima subhúmedo a continental semiárido.

La red fluvial en los sectores estudiados de la región de Murcia está representada mayoritariamente por ramblas que se mantienen secas durante la mayor parte del año. Cabe destacar los ríos Argos y Quipar, afluentes del río Segura.

Las comunicaciones terrestres en la región de Caravaca se realizan mediante carreteras comarcales y provinciales, mientras que la región del Altiplano estudiada está surcada por la carretera nacional N-344 y por varias carreteras comarcales que enlazan con la nacional.

1.3. Marco geológico

El área de estudio de este trabajo queda enmarcada dentro de la Cordillera Bética. Esta cordillera se sitúa al SE de la Península Ibérica y se extiende, con 600 km de longitud y unos 200 km de ancho, desde Cádiz hasta el sur de Valencia, prolongándose hacia las Islas Baleares. Forma parte del denominado “arco orogénico Béticas-Rif”, de modo que la historia evolutiva de estas dos cadenas está estrechamente relacionada.

La Cadena Bética es el resultado de la convergencia entre las placas euroasiática y africana, y más concretamente, de la colisión entre dos pequeñas placas continentales situadas entre ellas, la Placa Ibérica y el Bloque de Alborán. De este modo, la Cadena Bética resultante está constituida por materiales pertenecientes tanto a la Placa Ibérica (que corresponderían a las Zonas Externas de la cadena) como al Bloque de Alborán (formando las Zonas Internas).

El sector analizado queda incluido dentro de las Zonas Externas, las cuales, desde un punto de vista paleogeográfico, constituyeron durante el Cretácico y parte del Terciario el margen continental meridional de la Placa Ibérica, margen que se originó durante el Mesozoico como resultado de la fragmentación de Pangea y del movimiento divergente entre las placas africana y euroasiática. Desde un punto de vista tectónico, las Zonas Externas se dividen en: Zona Prebética y Zona Subbética.

La Zona Prebética representa la parte más externa del cinturón de pliegues y cabalgamientos de la Cordillera Bética y está constituida por una cobertera autóctona a paraúctona no metamorfozada, de edad Mesozoico – Cenozoico, despegada del basamento a favor de los materiales evaporíticos del Triásico. Los materiales de esta Zona Prebética están afectados por fallas inversas, cabalgamientos y pliegues de dirección preferente ENE-OSO, con vergencias dominantes hacia el NO. La complejidad tectónica del Prebético aumenta de NO a SE.

La Zona Subbética constituye la parte más meridional de las Zonas Externas de la Cordillera Bética y está formada por una cobertera Mesozoico – Terciaria alóctona. Muestra una estructura tectónica muy compleja que se ha explicado tradicionalmente como resultado de grandes mantos de corrimiento, a favor de los materiales del Triásico, que afectaron a la cobertera Mesozoico – Terciaria (Fallot, 1948).

El contacto entre la Zona Prebética y la Subbética está representado por el Frente Subbético, que supone el cabalgamiento del Subbético sobre el Prebético a favor de una superficie relativamente poco inclinada.

Desde un punto de vista paleogeográfico, la Zona Prebética representaría durante el Cretácico y principio del Terciario las áreas más someras del margen sur de la Placa Ibérica, con desarrollo de plataformas carbonatadas y mixtas (carbonatado - siliclásticas) y, hacia sus sectores más meridionales, de depósitos marinos abiertos hemipelágicos a pelágicos. Durante el Cretácico la extensión de este dominio alcanzaría al menos los 150 km de ancho por 500 km de largo (Vilas *et al.*, 1998). La Zona Subbética representaría áreas algo más alejadas hacia el interior de la cuenca, con desarrollo de facies de tipo fundamentalmente hemipelágico y pelágico.

Los afloramientos analizados en esta Tesis corresponderían a la zona proximal de los ambientes marinos profundos de la margen continental y quedan todos ellos incluidos en la parte oriental – meridional de la Zona Prebética, a excepción del afloramiento de Caravaca, que se sitúa en la Zona Subbética.

1.3.1. Divisiones geológicas

Los afloramientos estudiados se enmarcan en la provincia de Alicante, a excepción de aquellos estudiados en el entorno de Jumilla y Caravaca (ambos en la región de Murcia). El Prebético de la provincia de Alicante presenta unas características geológicas singulares dentro de la cadena orogénica (mostrando importantes diferencias en su tectónica, estratigrafía y estructura cortical respecto a las áreas algo más occidentales del Prebético). Estas características han llevado a diversos autores a individualizar la zona como un dominio geológico de entidad propia que ha recibido el nombre de “Prebético de Alicante” (Azèma, 1966a; Martínez del Olmo *et al.*, 1982; De Ruig, 1992) o de “Prebético Meridional” (Rodríguez Estrella, 1977, 1979; Martínez del Olmo *et al.* 1982). No obstante, los afloramientos estudiados en el Prebético de la provincia de Alicante se incluirán en este trabajo en el Dominio Prebético Interno (fig. 1.3.1), más ampliamente utilizado por diferentes autores. El Prebético Interno se extiende hacia las Béticas occidentales, aunque es en la provincia de Alicante donde muestra su mayor extensión y las mejores condiciones de afloramiento. Paleogeográficamente, el Prebético Interno constituiría durante el Cretácico Superior y la parte inferior del Terciario la zona proximal de los ambientes marinos profundos de la margen continental meridional de Iberia, con desarrollo de facies hemipelágicas a pelágicas de transición entre las facies más someras de plataforma de los dominios más septentrionales (Prebético Externo) y las facies más abiertas y profundas de los dominios meridionales. El Prebético Externo (Azèma *et al.*, 1979a; Baena y Jerez, 1982) representaría, desde un punto de vista paleogeográfico y durante el Cretácico Superior y Paleoceno, ambientes marinos someros con desarrollo de plataformas internas carbonatadas y mixtas a ambientes lacustres costeros (Martín-Chivelet, 1992, 1996).

Atendiendo a criterios paleogeográficos y estratigráficos, se tendrá en cuenta también la “Franja Anómala” (Martínez del Olmo *et al.*, 1982) (fig. 1.3.1), que actuaría como límite entre el Prebético Externo y el Prebético Interno (fig. 1.3.1) y como límite septentrional del área de estudio de esta Tesis. Esta zona permaneció emergida durante gran parte del Cretácico Superior (Martín-Chivelet, 1992), actuando como barrera entre los dos dominios que delimita y se caracteriza por la ausencia de sedimentación durante dicho periodo. Una vez reanudada la sedimentación en este sector, durante el Cretácico Superior alto, se instauraron ambientes marinos más abiertos de plataforma externa carbonatada a mixta.

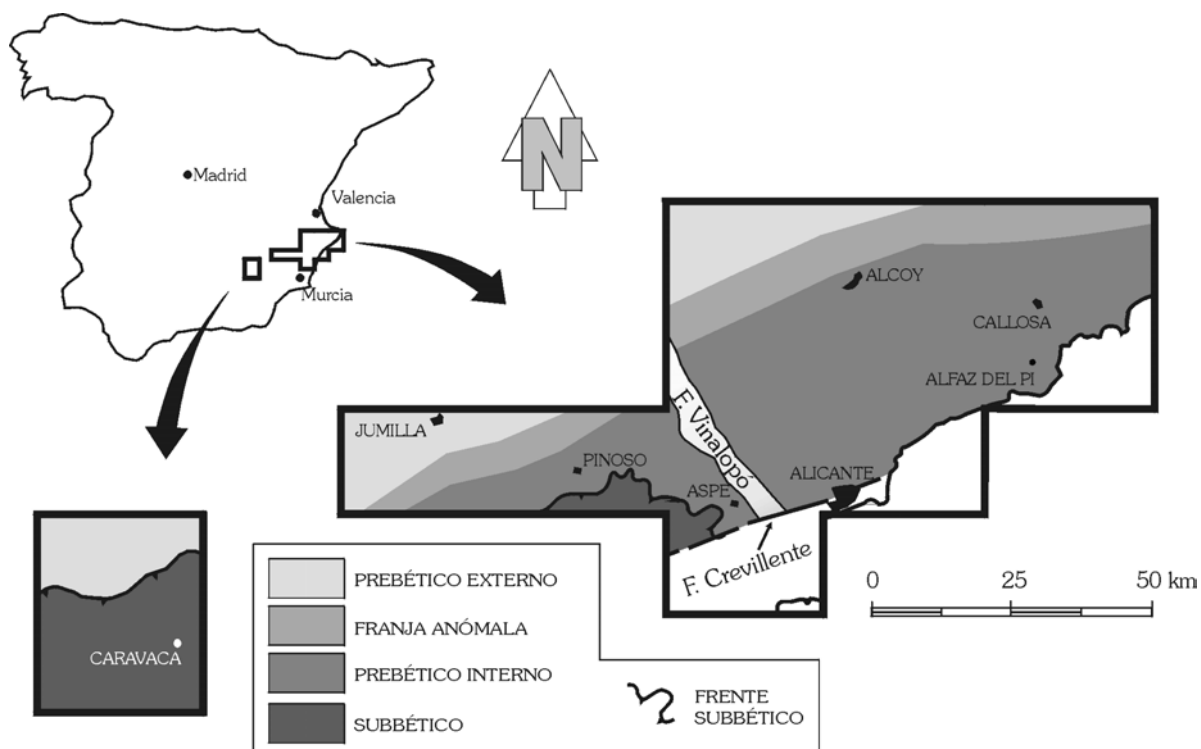


Figura 1.3.1. Dominios utilizados en este trabajo para el área de estudio. Se han resaltado los principales accidentes tectónicos.

De este modo, de acuerdo con la nomenclatura que se seguirá en este trabajo, la zona de estudio queda enmarcada dentro de las Zonas Externas de la Cordillera Bética, quedando incluidos la mayor parte de los afloramientos estudiados dentro del sector oriental de la Zona Prebética, concretamente en el Dominio Prebético Interno y algunos en la “Franja Anómala” (ver fig. 1.3.1). Los afloramientos próximos a la localidad de Caravaca se incluyen en el sector más septentrional de la Zona Subbética (fig 1.2.2. y 1.3.1).

1.4. Metodología

En este apartado se describen los pasos seguidos y los métodos y programas utilizados para el desarrollo de este trabajo. Se han diferenciado tres subapartados correspondientes a la metodología de campo, de laboratorio y de gabinete. En la figura 1.4.1. se resumen los pasos seguidos para la elaboración de esta memoria.

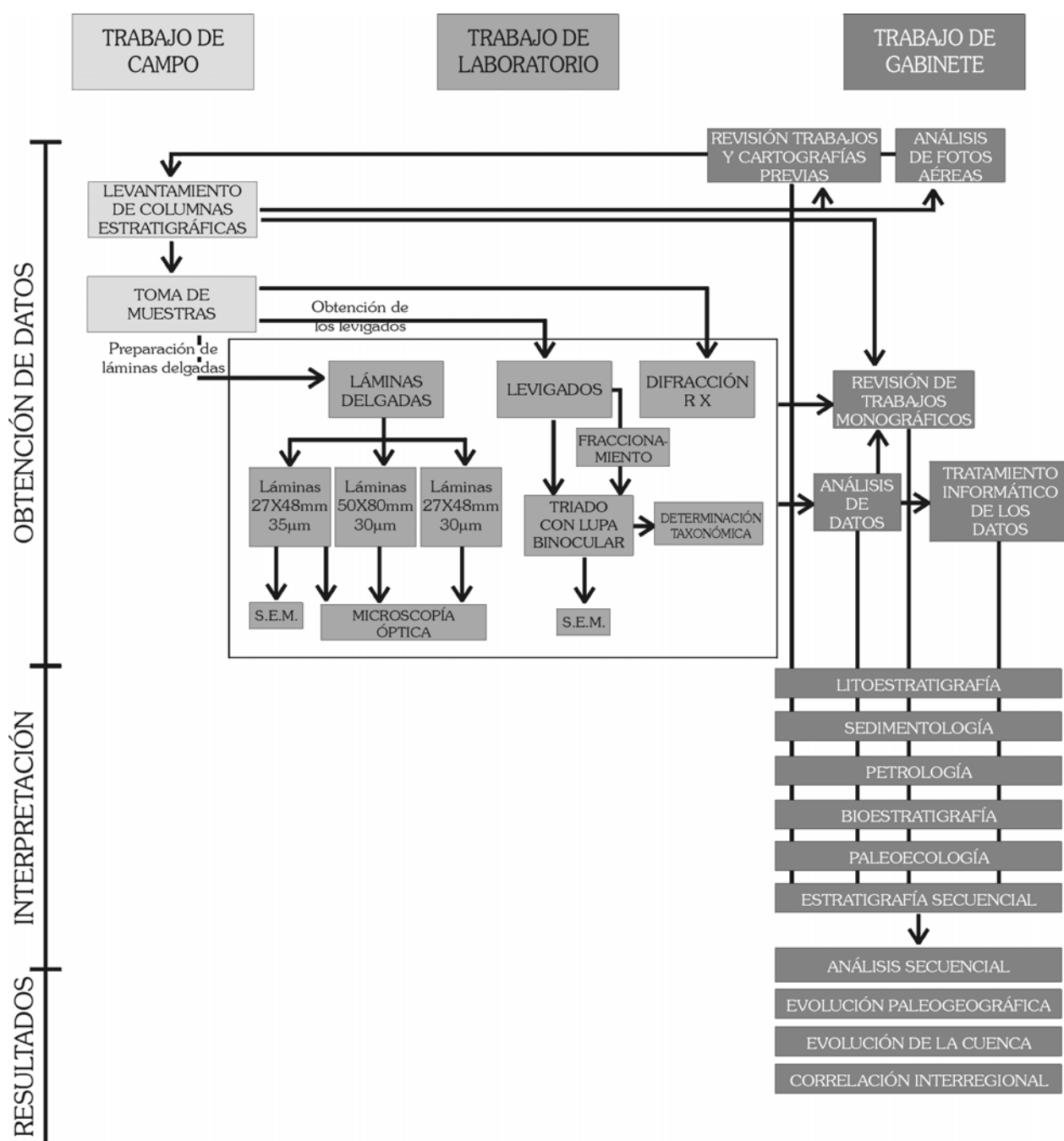


Figura 1.4.1. Esquema en el que se resumen los pasos seguidos para la elaboración de este trabajo, agrupados en Trabajo de Campo, Trabajo de Laboratorio y Trabajo de Gabinete.

LEYENDA GENERAL

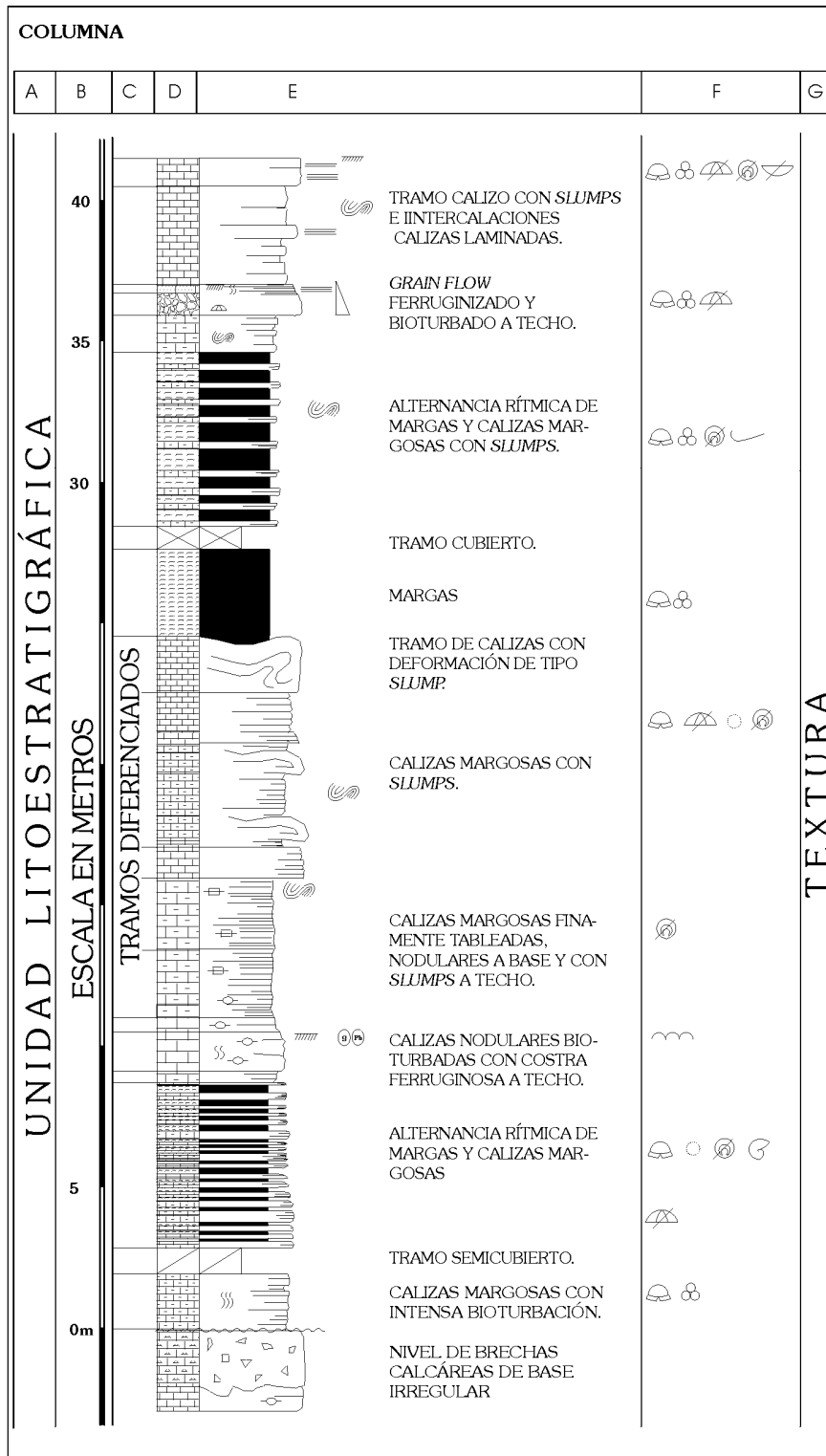


Figura 1.4.2. A Leyenda general de las columnas estratigráficas.





















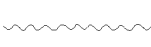

































(D) LITOLOGÍA	(F) FÓSILES
 Calizas	 Restos de fauna
 Calizas margosas	 Fragmentos
 Margas	 Braquiópodos
 Dolomías	 Algas rojas
 Calizas arenosas	 Equinodermos
 Arenas	 Equínidos
 Brechas calcáreas	 Ostrácodos
 Conglomerados calcáreos	 Corales
 Cubierto	 Corales solitarios
 Semicubierto	 Bivalvos
 Discontinuidad	 Inocerámidos
(E) ESTRUCTURAS	 Gasterópodos
 <i>Slumps</i>	 Briozoos
 Estratificación lajosa	 Ammonites
 Estratificación nodular	 Belemnites
 <i>Ripples</i>	 Calciesferas
 <i>Flute casts</i>	 Foraminíferos bentónicos
 Granoclasificación positiva	 Foraminíferos planctónicos
 Superficie ferruginizada	 Globotruncánidos
 Bioturbación	 Miliólidos
 Bioturbación moderada	 Orbitoídidos
 Bioturbación intensa	 Alveolínidos
 Laminación paralela	 Nummulítidos
 Laminación estromatolítica	 Orbitolínidos
 Cantos negros	 Distichoplax
 Glauconita	 "Pellets"
 Fosfatos	(G) CLASIFICACIÓN
 Nódulos de sílex	TEXTURAL (de acuerdo con Dunham, 1962 y Embry y Klován, 1971)
 Nódulos de hierro	M <i>Mudstone</i>
	W <i>Wackestone</i>
	P <i>Packstone</i>
	G <i>Grainstone</i>
	F <i>Framestone</i>
	B <i>Bindstone</i>
	R <i>Rudstone</i>
	Fl <i>Floatstone</i>

Figura 1.4.2. **B** Leyenda de símbolos utilizada en las columnas.

1.4.1. Trabajo de campo

El trabajo de campo ha consistido fundamentalmente en el levantamiento de columnas estratigráficas, toma de muestras y reconocimiento de discontinuidades estratigráficas.

Se han levantado 14 columnas estratigráficas a escala decimétrica, las cuales se incluyen en esta memoria representadas a escala 1:250. Estas columnas se han completado con 10 secciones parciales de gran detalle y con 8 columnas estratigráficas complementarias. En el levantamiento de las columnas se puso especial atención en los siguientes aspectos: características litológicas, estructuras sedimentarias, contenido fósil, icnofacies, reconocimiento de discontinuidades estratigráficas y de tendencias y ciclicidades. En la representación gráfica de las columnas se han incluido las observaciones realizadas en campo y las obtenidas durante el posterior estudio de las muestras, indicándose el nivel en el que se tomaron las muestras. En ocasiones se han incluido algunas anotaciones explicativas de campo para determinados tramos. El patrón seguido para la realización de las columnas, junto con los símbolos para la representación de las litologías, estructuras sedimentarias, fósiles y texturas se muestra en la figura 1.4.2. Por otra parte, también se han estudiado otros afloramientos puntuales que han contribuido a una mejor comprensión del área de estudio y de su evolución a lo largo del intervalo temporal analizado. La situación de las columnas y de los afloramientos estudiados se detalla en la figura 1.2.2.

De cada uno de los tramos diferenciados se tomó al menos una muestra. En aquellos casos en los que se conocía la situación aproximada de los límites entre unidades litoestratigráficas, se realizó un muestreo mucho más detallado (a nivel centimétrico) con el fin de afinar dichos límites. Finalmente se tomaron más de 600 muestras, que incluían muestras de roca consolidada, para el posterior estudio en lámina delgada, y también muestras de materiales más margosos sin litificar, para su estudio en levigado. Se intentó en todos los casos que las muestras estuviesen lo menos contaminadas posible, especialmente cuando la muestra se tomaba de tramos margosos, con lo cual hubo que “limpiar” previamente pequeñas porciones del afloramiento. Cada una de las muestras recogidas se sigló con un número correlativo precedido de unas siglas correspondientes al nombre asignado a la columna estratigráfica en cuestión, y en el caso de las muestras recogidas en niveles más compactos, éstas, además, se orientaron en relación al techo.

1.4.2. Trabajo de laboratorio

El trabajo de laboratorio ha consistido en la preparación de las muestras y en su estudio con diferentes métodos de análisis. Se han diferenciado aquí tres apartados principales, un primer apartado relacionado con la preparación y estudio de láminas delgadas, un segundo con la elaboración y análisis de levigados y finalmente otro de análisis de las muestras bajo rayos X.

1.4.2.1. Obtención de láminas delgadas y métodos de estudio

La preparación de las láminas delgadas se ha llevado a cabo en el laboratorio de preparación de muestras del Departamento de Estratigrafía de la Universidad Complutense de Madrid.

De las muestras recogidas se obtuvieron 578 láminas de tamaño estándar (27 x 48 mm) y 30 µm de grosor y 75 láminas de 50 x 80 mm con el mismo grosor de 30 µm. Estas muestras no fueron cubiertas, y sólo se les aplicó una fina película de laca para facilitar su estudio bajo el microscopio óptico. Por otra parte, se prepararon otras 19 láminas de tamaño estándar, sin cubrir y sin laca, con un grosor algo mayor (entorno a 35 µm), para someterlas a estudios más específicos con el microscopio electrónico de barrido.

1.4.2.1.1. Microscopía óptica

Todas las láminas delgadas se fueron estudiadas con un microscopio petrográfico marca Zeiss Axiolab con oculares de 10x y objetivos de 2.5x, 5x, 10x y 20x. Este microscopio ha sido muy útil para el estudio sedimentológico detallado de las muestras (textura, contenido en terrígenos, componentes inorgánicos...) y para la determinación taxonómica de los ejemplares fósiles. Para el estudio de las microfacies a escala de toda la preparación, se utilizó el microscopio

estereoscópico marca Leitz, modelo WILD M400 con oculares 10x, objetivo zoom de 1x a 5x y cámara fotográfica acoplada. Este microscopio ha permitido hacer observaciones a menores aumentos de las láminas y la obtención de una imagen general de la microfacies.

1.4.2.1.2. Microscopía electrónica de barrido (SEM)

Una vez analizadas bajo el microscopio petrográfico, se seleccionaron algunas láminas con grosores de 35µm para su estudio con el microscopio electrónico de barrido. Este estudio se ha realizado en el Centro de Microscopía “Luis Brú” de la Universidad Complutense de Madrid con un equipo marca Jeol dotado de sistema de microanálisis. Previo al análisis bajo el microscopio electrónico, se escaneó la superficie de las láminas que se iban a estudiar con el fin de tener una imagen que sirviese de guía durante su estudio con este microscopio. A continuación las láminas se pegaron a un porta metálico con una pegatina conductora de grafito y se cubrieron con una fina película, preferentemente de carbono (grafito), que hace que la muestra sea conductora y refleje los electrones. En el caso del estudio de muestras con laminaciones estromatolíticas de los *hardgrounds*, se empleó el modo de “electrones retrodispersados”, técnica que permite diferenciar zonas de diferente composición gracias a la diferente reflexión de los electrones en función del número atómico de los elementos que incluyen. A mayor número atómico, mayor coeficiente de reflexión, por lo que las zonas con mayor número atómico se ven más brillantes, y viceversa.

1.4.2.2. Obtención de levigados y métodos de estudio

El tratamiento de las muestras no consolidadas para la obtención de levigados se realizó en el laboratorio de preparación de muestras del Departamento de Estratigrafía de la Universidad Complutense de Madrid.

En primer lugar, se procedió a la disgregación de las muestras. Para ello, se sumergieron las muestras en una solución de agua, peróxido de hidrógeno e hidróxido sódico durante varias horas.

Posteriormente, el residuo se hizo pasar a través de una columna de tamices superpuestos de luz de malla decreciente para obtener fracciones de diferentes tamaños. El tamizado se realizó bajo un chorro de agua no muy fuerte hasta que el líquido que pasaba a través de la columna salía limpio. Los residuos obtenidos se secaron en un horno a temperaturas inferiores a 50°C durante varias horas. Mediante este procedimiento se trataron 170 muestras, de cada una de las cuales se obtuvieron al menos dos fracciones diferentes.

1.4.2.2.1. Fraccionamiento de las muestras

La cantidad de muestra obtenida en algunas ocasiones era muy pequeña y se estudiaba en su totalidad, pero en otras ocasiones fue necesario “fragmentar” la muestra para obtener una fracción de muestra menor pero representativa en cuanto a las especies contenidas en la muestra. Este proceso se realizó mediante un microcuarteador de tipo Otto en el laboratorio de preparación de muestras de la Universidad de Bremen (Alemania).

1.4.2.2.2. Triado y determinación taxonómica de los ejemplares fósiles

Una vez separadas las fracciones y fragmentadas, en su caso, se procedió al triado, o separación de especímenes, y a su determinación taxonómica. Para ello, con la ayuda de una lupa binocular, marca LanOptics con oculares 10x y objetivo zoom de 0.7x a 4.5x, se fueron separando los ejemplares con un pincel muy fino ligeramente humedecido en agua. Para el estudio de algunos individuos, generalmente en el caso de los foraminíferos bentónicos, fue necesario utilizar una tinción que resaltase determinadas características de su caparazón para facilitar su identificación taxonómica. Para la tinción se utilizó Azul de Metileno en polvo disuelto en agua y aplicado con un fino pincel. En esta memoria se ha realizado un estudio cualitativo de las muestras, de modo que no se ha hecho un conteo por muestra de los ejemplares. Finalmente, los especímenes identificados fueron separados en celdillas sigladas con el nombre de la especie, la sigla de la muestra y la fracción en la que se encontraba.

1.4.2.2.3. Microscopía electrónica de barrido

Se recurrió a esta técnica para el estudio en mayor detalle de algunos ejemplares conflictivos y para la obtención de fotografías de alta calidad de los ejemplares. De nuevo, al igual que para el estudio de las láminas delgadas, se utilizó el microscopio electrónico de barrido del Centro de Microscopía Electrónica “Luis Brú” de la Universidad Complutense.

Los ejemplares fueron montados en un porta metálico mediante una pegatina conductora de grafito y cubiertos con una fina película de oro para hacer la muestra conductora. En esta ocasión se escogió la película de oro frente a la de grafito ya que lo que interesaba era la obtención de imágenes de alta calidad y no se iban a realizar microanálisis. Para el estudio de los microfósiles, se utilizó el modo de electrones secundarios de baja energía, que resalta la topografía de los ejemplares y permite obtener imágenes de gran calidad de sus caparazones.

De forma puntual, se analizaron los cocolitos de algunas muestras del Cretácico terminal en el microscopio electrónico de barrido del Departamento de Geología Histórica de la Facultad de Geología de la Universidad de Bremen (Alemania).

1.4.2.3. Difracción de Rayos X

Se ha realizado en el Departamento de Estratigrafía de la Universidad Complutense de Madrid con un difractómetro de marca Philips modelo PW 1130/90, bajo una radiación $\text{CuK}\alpha$ y longitud de onda 1,5405, con monocromador de grafito, un voltaje de 40 KV, a una intensidad de 30 mA y se exploró de 2° a 62° , con un intervalo de exploración de 2θ . Se han analizado muestras poliminerale, como roca total.

Para la identificación de los minerales incluidos en las muestras se utilizaron las fichas de la (A.S.T.M.) “Index X-Ray data for Minerals”.

1.4.3. Trabajo de gabinete

1.4.3.1. Revisión bibliográfica, cartográfica y de fotos aéreas

En una primera fase se procedió a la recopilación y revisión de datos a partir de trabajos de carácter regional sobre la zona de estudio y adyacentes, así como de la revisión de trabajos más específicos sobre temas concretos relacionados con el estudio. Se realizó también una revisión exhaustiva de la cartografía existente, tanto de la general desarrollada en el plan MAGNA a escala 1:50.000, como de las cartografías más detalladas realizadas para áreas determinadas dentro del área de estudio. Esta primera fase tenía como objetivo principal plantear el trabajo a desarrollar y las labores a realizar, así como delimitar el área de estudio y búsqueda de secciones. Por otra parte, se revisaron las fotografías aéreas a escala 1:18.000, 1:20.000 o 1:30.000 del área estudiada. Esto, junto con la revisión de la cartografía antes de cada campaña de campo, permitió seleccionar los afloramientos a estudiar.

A medida que se fueron analizando las muestras y avanzando en el estudio, se continuó con la revisión bibliográfica, fundamentalmente de trabajos algo más específicos, centrados en sedimentación marina profunda, discontinuidades sedimentarias, manuales y atlas para la identificación taxonómica de los ejemplares fósiles (fundamentalmente de foraminíferos planctónicos y bentónicos), bioestratigrafía con foraminíferos planctónicos, estratigrafía secuencial y ciclicidad, etc...

1.4.3.2. Tratamiento de datos

Todos los datos que se iban obteniendo, tanto de las campañas de campo como del análisis posterior de las muestras, iban siendo tratados para su representación gráfica. El diseño de las columnas estratigráficas levantadas en campo se realizó con el programa de dibujo AutoCAD, versión R14. Las columnas se confeccionaron a escala 1:50 y a escala 1:250, incluyendo todas las observaciones realizadas en campo, a las que se añadieron las realizadas en el laboratorio. Los gráficos y esquemas se realizaron con los programas Corel Draw y Corel Photo-Paint versión 8.

1.4.3.3. Interpretación de los datos y elaboración de la memoria

Finalmente, la última fase ha consistido en la integración y maduración de todos los datos obtenidos en las campañas de campo, en el laboratorio y en el propio gabinete, con el fin de ir alcanzando resultados que permitiesen cubrir los objetivos propuestos al inicio de este trabajo. Durante esta fase se elaboró un nuevo patrón litoestratigráfico para este sector de la Cordillera Bética que se especifica en el capítulo 3 de esta memoria. Por otro lado, se realizó un estudio sedimentológico y petrográfico de cada una de estas unidades, se analizó su biocronoestratigrafía y se estudió el significado paleoecológico de cada uno de los grupos fósiles representados. Asimismo, se analizó la evolución en la vertical de cada una de estas unidades litoestratigráficas, resaltando el papel representado por la batimetría, la tectónica y los aportes en dicha evolución y en el desarrollo de discontinuidades estratigráficas. Todos estos análisis permitieron reconocer la evolución de este sector de la cuenca durante el Cretácico Superior alto y el Terciario inferior, su paleogeografía y estratigrafía secuencial y la relación con otros sectores de la cuenca.

2. ANTECEDENTES

2. Antecedentes

2.1. Introducción

Dado que en este trabajo se analizan afloramientos de diferentes zonas y dominios, los antecedentes son numerosos y tocan, además, temas de distintas disciplinas geológicas. Por ello, en este apartado solo será expuesta una breve selección de los mismos, centrada en los trabajos que por sus características regionales o su temática incidan directamente en la problemática de la Tesis. Esto hace que trabajos sobre aspectos más concretos, pero de gran interés, queden fuera de la misma. A ellos se hará referencia en los apartados correspondientes cuando incidan directamente en aspectos relacionados con la presente Tesis.

Los antecedentes se han subdividido en varios subapartados: trabajos históricos, trabajos de carácter regional, cartografías y grandes síntesis sobre el Cretácico superior y el Paleógeno inferior, trabajos relacionados con el Prebético de Alicante, trabajos sobre el área prebética de Sierra del Carche – Sierra de Mariola y, finalmente, trabajos sobre el Subbético de Caravaca.

2.2. Trabajos históricos

No puedo dejar de citar en este apartado de antecedentes algunos trabajos clásicos que han sido ya superados en muchos aspectos, pero que constituyeron los pilares sobre los que se desarrolló la geología del Cretácico y del Terciario de la zona.

Durante los primeros decenios del siglo XIX, las publicaciones referentes a la geología de la Cordillera Bética fueron bastante reducidas. Se trataba fundamentalmente de trabajos de carácter general, basados en observaciones procedentes de áreas dispersas. Entre estos trabajos cabe destacar los de Bowles y Cavanilles. Bowles (1789) hizo notar la existencia de “montañas calizas” al norte de Cartagena y al nordeste de Alicante, de una “peña de cal” bajo el castillo de Alicante y de “*gran cantidad de piedras Numularias o Pórpitas, que las gentes del país llaman Moneda de las bruxas, y algunas Lenticularias...*” en unos campos al noroeste de Alicante. Cavanilles (1795-97), por su parte, señaló la presencia de “Numulitas” en diferentes localidades, entre ellas en Jijona, e incluyó los materiales de Sierra Mariola, Moncabrer y Mongó en el Cretácico.

A partir de la segunda mitad del siglo XIX, fue aumentado progresivamente el número de publicaciones relacionadas con aspectos geológicos de la Cordillera Bética. Por su interés, destacan las observaciones realizadas por Verneuil y Collomb (1852, 1856) respecto a la estratigrafía del sector oriental de la Cordillera. Estos últimos autores fueron los primeros en citar la presencia de “Numulitas” entre Alicante y Jijona y de “Neocomiense” en Sierra Mariola y Punta Albir. Es importante también destacar los trabajos de Vilanova y Piera. En su trabajo publicado en 1867, hacía referencia por primera vez a la existencia de Cretácico Superior en Sierra Mariola y en Cuatretonda. Posteriormente en 1879, este mismo autor reconoció el “nummulítico” en Jijona y en el Barranco Menino, observando que, en este último punto, se apoyaba directamente sobre el Cretácico. También citó el “calcáreo rosso-ammonitífero-italiano” en las cercanías de Torremanzanas y el Cenomaniense en facies margosas y calizo - arcillosas en el *estret de Busot*. Más tarde, en 1881 y 1884, Vilanova y Piera reconoció el Cretácico Superior en las cercanías de Alcoy, mientras que Cortázar y Pato (1882) lo hicieron en la depresión de Albaida.

En las dos últimas décadas del siglo XIX, los conocimientos sobre la geología de la Cordillera Bética experimentaron un importante avance gracias a las cartografías a escala 1:400.000 del Mapa Geológico de España y al desarrollo de excelentes estudios, centrados principalmente en el sector oriental de la Cordillera. Entre estos últimos es interesante destacar los realizados por Nicklés (1888, 1889, 1890, 1892, 1893). Este autor contribuyó de forma importante al desarrollo de la geología de la provincia de Alicante y norte de la de Valencia, aportando abundantes y novedosos datos. Realizó un detallado estudio de los afloramientos del “Senoniense” y “Danés”, citándolos al norte de Alcoy, en las cercanías de Cuatretonda y en Alfaz del Pi, y haciendo notar la importante discordancia que observaba entre los materiales de ambos pisos.

El destacado progreso registrado a finales del siglo XIX en el conocimiento sobre la geología de la Cordillera Bética sufrió una importante desaceleración a principios del siglo XX. Entre los trabajos realizados en las primeras décadas del siglo XX, destacamos el de Jiménez de Cisneros (1906), que analizó la geología del área de Caravaca de la Cruz y citó la presencia de materiales de edad Albiense “*en unión de los demás del Infracretáceo*”; y el de Novo y Chicarro (1915), un trabajo muy completo sobre la geología de la provincia de Alicante, en el que recopiló resultados de autores previos y resaltó la presencia de todos los pisos del Cretácico en dicha provincia desde el “Neocomiense” hasta el “Danés”.

El grado de conocimiento alcanzado hasta el primer tercio del siglo XX respecto a la geología de esta Cordillera era bastante desigual, variando considerablemente de unas regiones a otras.

2.3. Trabajos de carácter regional, cartografías y grandes síntesis

Hacia la mitad del siglo XX, Fallot y Darder Pericás recogen en sendas síntesis los conocimientos que se tenían hasta ese momento sobre diferentes aspectos de la geología de la Cordillera Bética, convirtiéndose en obras clásicas de referencia. En 1943, Fallot publicó una síntesis sobre el Cretácico de la Cordillera Bética, mientras que Darder Pericás (1945) recopiló las aportaciones realizadas hasta ese momento por distintos autores y añadió nuevos datos fruto del detallado estudio que el autor desarrolló en las provincias de Alicante y parte de Valencia.

A principios de la década de los 50, comienzan a editarse las primeras cartografías a escala 1:50.000 de la serie Magna. La hoja de Alicante (872) por Templado y Meseguer (1945), la de Elda (871) por García Siñeriz *et al.*, (1951), la de Elche (893) por García Siñeriz y Meseguer (1953), la de Onteniente (820) por Dupuy de Lôme y Sánchez Lozano (1954), la de Jávea (823) fue realizada también en 1954 por García Siñeriz y Meseguer, las de Alcoy (821) y Castalla (846) por Dupuy de Lôme y Sánchez Lozano en 1957, las de Altea (848) y Benisa (822) por Rios *et al.*, (1960 y 1961, respectivamente) y la de Jumilla (869) por Trigueros y Navarro (1961). Estas cartografías son de gran valor por ser las primeras que se realizaron con cierto detalle, pero presentan el inconveniente de que en muchas ocasiones los materiales del Cretácico Superior fueron confundidos con otros de diferente edad.

Azéma (1966a, 1966b) realizó numerosos trabajos localizados en las provincias de Alicante y Murcia, aportando interesantes datos al estudio de dicha región.

A finales de los 60 y durante la década de los 70, se produjo un importante aumento en el número de publicaciones sobre el Mesozoico de la Cordillera Bética. La mayor parte de estos estudios se trataba de Tesis Doctorales que supusieron un impulso sustancial en la investigación de dicha cordillera. Para el Prebético occidental cabe destacar las tesis de: Foucault (1971), desarrollada en las provincias de Jaén y Granada; Dabrio (1972), centrada en el sector del Alto Segura; Jerez (1973), en la transversal de Elche de la Sierra; García-Hernández (1978), en las Sierras de Cazorla y Segura; y Rodríguez Estrella (1978), centrada en el sector de Alcaraz-Lietor-Yeste. Para el Prebético localizado más al este destacamos las tesis de: Fourcade (1970), que analizó los depósitos jurásicos y cretácicos del límite entre la Cordillera Bética y la Ibérica; Champetier (1972), que estudió las sucesiones del Cretácico de la provincia de Alicante y del sur de la provincia de Valencia; y Azéma (1977), que analizó la geología de las regiones limítrofes de las provincias de Alicante y Murcia. Respecto a las tesis desarrolladas en el Subbético destacan las de Paquet (1967), en el oeste de la provincia de Murcia; Vera (1969), en la transversal de Loja; Foucault (1971), cuya área de estudio se extiende también, como se cita anteriormente, al Prebético occidental; y Ruiz-Ortiz (1980), que estudia el Mesozoico entre Castril y Jaén.

Trabajos parciales sobre estas Tesis se recogieron en un volumen especial correspondiente al I Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Cretácico en España. Entre ellos cabe destacar: Azéma (1975), Azéma *et al.* (1975), Dabrio y García-Hernández (1975), Foucault (1975), Fourcade (1975) y Rodríguez Estrella y Granados (1975).

También durante la década de los 70, el I.G.M.E. empezó a publicar los primeros mapas geológicos a escala 1:50.000 de la Segunda Serie del Proyecto Magna para esta zona. El área de estudio queda prácticamente cubierta con los mapas de esta segunda serie, salvo Benisa, Altea y sus alrededores. La hoja de Elche (893) fue elaborada por Pignatelli *et al.*, (1973); la de Jávea

(823) por Cabañas *et al.*, (1973); la de Caravaca (910) por Baena (1973); la de Calasparra (890) por Jerez *et al.* (1974); la de Onteniente (820) por Martínez del Olmo *et al.*, (1975); la de Alcoy (821) fue elaborada por Almela *et al.*, (1975); la de Elda (871) por Leret *et al.*, (1976); Castalla (846) por Martínez del Olmo *et al.*, (1977); Alicante (872) por Leret y Lendínez (1978); Jumilla (869) por Baena (1979); Villajoyosa (847) por Colodrón y Ruiz (1980) y Pinoso (870) por Gallego *et al.*, (1981). Estos mapas suponen una renovación respecto a los primeros mapas publicados en la Primera Serie, a pesar de seguir presentado problemas de atribución de determinados materiales, como es el caso del Cretácico Superior. Estos mapas son los que se han utilizado en las campañas de campo desarrolladas como primera base cartográfica para la elaboración de este trabajo.

Azéma *et al.* (1979a) publicaron un libro dedicado a las microfacies más representativas del Jurásico y Cretácico observadas en las zonas externas de la Cordillera Bética. Este libro fue una contribución al II Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Jurásico de España celebrado en Granada. Consta de una primera parte que incluye un resumen de las características geológicas de las Béticas, una descripción de cada una de las zonas en que dividieron la Cadena y varias reconstrucciones paleogeográficas para diferentes momentos del Jurásico y del Cretácico.

Baena y Jerez presentaron en 1982 un importante trabajo estratigráfico monográfico de las Cordilleras Béticas con el objetivo inicial de mejorar las cartografías realizadas en la década de los 70. Se trata de un trabajo de conjunto centrado especialmente en las Zonas Externas de la Cordillera y sus relaciones con las Zonas Internas y con la Cordillera Ibérica.

Un enorme avance en los conocimientos sobre el Cretácico de la Cordillera Bética tuvo lugar en 1982 gracias, fundamentalmente, al II Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Cretácico de España. Las comunicaciones presentadas en dicho coloquio se recogieron en un volumen publicado por la Universidad Complutense. Entre los trabajos presentados cabe destacar, por su relación con el presente estudio, los de Company *et al.* (1982), Leret *et al.* (1982), Martínez del Olmo *et al.* (1982) y Rodríguez Estrella (1982).

A raíz de dicho coloquio del Cretácico de España, se presentó el libro “El Cretácico de España”, en el que se definían unidades litoestratigráficas para el Cretácico en diferentes sectores del país y se estableció la evolución general de cada cuenca. El trabajo de Vera *et al.* (1982) fue un primer intento unificador de la estratigrafía de las Cordilleras Béticas, en el que se trató de reunir los litosomas que se habían identificado hasta ese momento en un número mínimo de unidades litoestratigráficas.

Algunos años más tarde, Vera publica dos nuevos trabajos, uno en 1986, en el que recapitula los conocimientos sobre la estratigrafía y paleogeografía del Mesozoico de la Cuenca Bética, y otro en 1988, que se centra en la evolución geodinámica de la Margen continental Bética desde el Triásico, momento en que se inicia su desarrollo, hasta el Mioceno, cuando sufre la principal deformación compresiva.

Con motivo del XV Congreso Internacional de Sedimentología de la IAS celebrado en 1998, Vilas *et al.* presentaron un modelo de evolución sedimentaria y estratigrafía secuencial para las plataformas carbonatadas del sureste de España.

Entre las últimas síntesis realizadas sobre diferentes aspectos de la Cordillera Bética, cabe destacar las realizadas por Vera (2000, 2001) y las que se incluyen en Martín-Chivelet *et al.* (2002).

2.4. Trabajos relacionados con el Prebético de Alicante

Entre los primeros trabajos modernos que hacen referencia a la geología del Prebético de la provincia de Alicante cabría destacar el de Durand Delgá y Magné (1958), que describieron dos cortes próximos a la localidad de Alfaz del Pi, el de Barranco Soler y Barranco Hondo y el de Foies Blanques. Además, citan en esta última sección, y en un barranco al N de Orcheta, la presencia de *Navarella joaquini* (CIRY Y RAT), un foraminífero bentónico aglutinado que hasta ese momento sólo había sido citado en el Maastrichtiense de la zona cantábrica, alpina y de Aquitania (Maync, 1954) y en el Daniense de Aquitania (Cuvillier, 1956).

Los trabajos de Leclerc (1971) y Leclerc y Azèma (1976), centrados en el estudio de la geología de la Sierra de Maigmó y de sus alrededores, arrojaron nuevos e interesantes datos acerca de la estratigrafía y la tectónica del área de Maigmó – Agost.

En 1974, Von Hillebrandt revisó varios cortes estratigráficos localizados en Caravaca, Altea, Benidorm y Aspe, y describió por primera vez la sección de Agost, corte clásico de referencia en el estudio del tránsito entre el Cretácico y el Terciario. En Aspe reconoció materiales ya descritos por Colom en 1954 y estudió un nuevo corte próximo al anterior en el que distinguió seis unidades litológicas que van desde el Maastrichtiense inferior hasta el Oligoceno, faltando entre medias el Paleoceno inferior y gran parte del medio.

Un par de años más tarde, Márquez y Usera (1976) analizaron desde un punto de vista bioestratigráfico otros tres cortes situados en el Prebético de Alicante. En la sección de Alfaz del Pi, revisaron las biozonaciones con foraminíferos planctónicos propuestas para el Paleógeno por otros autores, y estudiaron la bioestratigrafía de dos nuevas secciones, la sección de Busot y la sección de Jijona.

En el año 1977, Rodríguez Estrella publicó dos trabajos de síntesis de la geología del Prebético de la provincia de Alicante. En el primero de estos trabajos recopiló y sintetizó aspectos relacionados con la estratigrafía (Rodríguez Estrella, 1977a), mientras que en el segundo se centró en la tectónica de dicho sector del Prebético (Rodríguez Estrella, 1977b).

Company *et al.*, (1982) elaboraron un interesante estudio del “Senoniense” superior de la Sierra de Aixorta, para el II Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Cretácico de España. En su trabajo citaban la presencia de “capas rojas”, niveles turbidíticos y *slumps* intercalados en la serie, así como de un *hardground* con abundante bioturbación y estromatolitos pelágicos en el límite entre el Cretácico y el Terciario. Por otra parte, Leret *et al.* (1982) estudiaron los materiales cretácicos de la transversal Villena – Alicante y propusieron la existencia de una “zona de articulación” en la zona de Maigmó – Jijona, que fue variando su comportamiento a lo largo del Cretácico.

Groot *et al.* (1989) presentaron un trabajo muy detallado en el que proponían la correlación entre los datos magnetoestratigráficos obtenidos para el corte de Agost y la bioestratigrafía basada en foraminíferos planctónicos.

Unos años más tarde, De Ruig (1992) defendió su Tesis Doctoral sobre la estructura regional y la evolución paleotectónica del Prebético de Alicante. Desarrolló un importante trabajo de detalle en la zona de Maigmó – Jijona – Busot.

Cabe destacar también los trabajos realizados por Castro (1993, 1994, 1996), incluida su Tesis Doctoral (Castro, 1998), y el estudio de Ruiz-Ortiz y Castro (1998), en los que se analizan diversos aspectos de los depósitos del Cretácico Inferior en el Prebético de Alicante.

La década de los 90 fue especialmente fructífera en lo que se refiere a trabajos bioestratigráficos. Son especialmente numerosos los basados en foraminíferos planctónicos, centrados esencialmente en la sección de Agost. Entre ellos cabe destacar el trabajo de Canudo *et al.* (1991), que propusieron la Biozona de *Parvularugoglobigerina longiapertura* BLOW en lugar de la de *P. eugubina* LUTERBACHER Y PREMOLI-SILVA para el Paleoceno inferior; y el de Arenillas *et al.* (1993), que correlacionaron la magnetoestratigrafía y la bioestratigrafía con foraminíferos planctónicos del Paleoceno inferior en los cortes de Agost y Zumaya; así como los trabajos de Arz y Arenillas (1996), Molina *et al.* (1996) y Pardo *et al.* (1996), que realizaron minuciosos estudios bioestratigráficos basados en foraminíferos planctónicos en la sección de Agost.

Entre los estudios bioestratigráficos basados en otros grupos fósiles, sería importante destacar los de Gallemí *et al.* (1993, 1995 y 1997), que analizan la bioestratigrafía del Cretácico Superior de las Béticas basada en equínidos, inocerámidos, ammonoideos y rudistas, y el de Martínez (1997), centrado en la bioestratigrafía de ammonoideos del Cretácico terminal.

2.5. Trabajos desarrollados en el Prebético del área Sierra del Carche – Sierra Mariola

Respecto a este sector del Prebético, es interesante destacar los trabajos realizados por Azèma, que aportaron novedosos datos al estudio de dicha región. En el trabajo desarrollado en

1972 facilita varias columnas estratigráficas levantadas en la región de Cieza-Salinas, incluida la de la Sierra del Carche. Reconoce una importante discontinuidad entre los materiales de edad Cenomaniense inferior-medio y los de edad “Senoniense” superior, discontinuidad que ya había reconocido sido reconocida por otros autores en otros puntos del Prebético.

Rodríguez Estrella *et al.* (1980) describen, en un estudio geológico centrado en el sector de Carche – Salinas, diecisiete columnas estratigráficas, realizando una breve síntesis estratigráfica y un análisis de la tectónica del sector.

Martínez del Olmo *et al.* (1982), en un trabajo localizado en el Dominio Prebético, situaron el límite de la plataforma carbonatada del Cretácico Superior en lo que denominaron la “Franja Anómala”, banda caracterizada por la ausencia de gran parte del “Senoniense”. Estos autores interpretaron esta “Franja Anómala” como un “paleotalud” en el que se daban procesos de *bypassing*. En un trabajo presentado a este mismo coloquio, Rodríguez Estrella (1982) propuso un esquema de evolución paleogeográfica de la Zona Prebética durante el Cretácico, en el que surcos y umbrales iban variando su posición dentro de la cuenca condicionados por la tectónica.

Dentro ya de la última década del siglo XX, Kenter *et al.* (1990) presentaron un patrón de facies y un modelo de evolución paleogeográfica para la región de Jumilla – Cieza desde el Cretácico Superior hasta el Mioceno.

Parte de las comunicaciones presentadas en el III Coloquio del Cretácico de España, celebrado en 1991, fueron publicadas en dos volúmenes consecutivos de Cuadernos de Geología Ibérica en los años 1993 y 1994. Entre los trabajos presentados cabe destacar los realizados por Martín-Chivelet (1994) y Ramírez del Pozo y Martín-Chivelet (1994) en el Altiplano de Jumilla – Yecla. En el primero de ellos, se propone un patrón litoestratigráfico, mientras que en el segundo se propone un patrón bioestratigráfico para las plataformas de la zona.

En 1992, Martín-Chivelet presentó su Tesis Doctoral, centrada en las plataformas carbonatadas del Cretácico Superior en el Altiplano de Jumilla – Yecla. En este trabajo, se propuso un nuevo patrón litoestratigráfico para el Cretácico Superior de dicha zona, que sirviese de base para posteriores análisis secuenciales y paleogeográficos detallados y que permitiese una correlación entre las plataformas cretácicas del SE de España. Este autor propuso también una bioestratigrafía, basada fundamentalmente en foraminíferos bentónicos, y distinguió seis secuencias deposicionales que reflejaban la importancia de la tectónica de la Margen Bética en la evolución de estas plataformas carbonatadas. Trabajos relacionados con esta Tesis fueron publicados con posterioridad (Martín-Chivelet, 1995, 1996 y Martín-Chivelet *et al.* 1995).

2.6. Trabajos realizados en el Subbético de Caravaca

Una de las secciones más estudiadas a nivel mundial para la caracterización del tránsito entre el Cretácico y el Terciario, la sección de Caravaca de la Cruz, queda incluida en este sector del Subbético. En el trabajo realizado en la región de Caravaca por Busnardo *et al.* (1957), posteriormente traducido al castellano (Fallot *et al.* 1958), se presenta un análisis bioestratigráfico del Cretácico Superior en una sucesión de naturaleza pelágica que se extendía del Cenomaniense al Maastrichtiense, e indicaron la ausencia de los depósitos correspondientes al Turoniense. No obstante, no es hasta 1958, con el trabajo Durand Delgá y Magné, en que se describe por primera vez con cierto detalle la sección de Caravaca. Estos autores situaron el límite entre el Maastrichtiense y el Daniense en la base de una caliza arenosa, límite que ha sido resituado numerosas veces por posteriores autores (p. ej. von Hillebrandt en 1974, sitúa dicho límite 13,5 m por debajo de la caliza arenosa).

En 1969 van Veen publica su Tesis Doctoral, en la que describió y cartografió numerosas unidades litoestratigráficas de diferente orden en el Subbético de Caravaca.

La Tesis Doctoral de Hoedemaeker (1973) contribuyó al mejor conocimiento de la geología de esta región de Murcia. En este trabajo, centrado en la región de Moratalla, inmediatamente al norte de Caravaca, Hoedemaeker definió algunas unidades litoestratigráficas en el sector de la Sierra de la Puerta que se suman a las ya descritas por van Veen en 1969 y realizó un interesante estudio de los olitostromas y otros depósitos de gravedad.

En la década de los 70 cabe destacar dos trabajos en los que se hace referencia a la bioestratigrafía de la sección de Caravaca, Abtahi (1975) y Smit (1977), sección que se convertiría, junto con la de Agost (Prebético de Alicante), en una sección de referencia a nivel mundial en el estudio del paso Cretácico – Terciario. Abtahi analizó la sedimentología y el contenido micropaleontológico de los materiales del Cretácico en el Barranco del Gredero. Smit diferenció una asociación de foraminíferos planctónicos entre la Biozona de *Abathomphalus mayaroensis* y la de *Globigerina eugubina* en el límite entre el Cretácico y el Paleoceno.

Años más tarde, Canudo *et al.* (1991), estudiaron de nuevo la bioestratigrafía del corte de Caravaca, así como el de Agost, y propusieron la Biozona de *Parvularugoglobigerina longiapertura* BLOW en lugar de la de *P. eugubina* LUTERBACHER Y PREMOLI-SILVA para el Paleoceno inferior.

En 1993, Rey publica su Tesis Doctoral en la que estudian los materiales del Jurásico y del Cretácico de la transversal Caravaca-Vélez Rubio. Basándose en un estudio sedimentológico detallado este autor destacó la importancia de la tectónica regional en la sedimentación de este sector del Subbético.

Un año más tarde, Reicherter (1994) publica también su Tesis Doctoral, que analiza la evolución tecto-sedimentaria del sector septentrional de la zona Subbética desde el Triásico Superior hasta el Cretácico Superior. Reicherter propone una configuración *pull-apart* muy compleja para la cuenca durante el Cretácico Inferior a *medio*, con pequeñas cuencas profundas y de zonas elevadas intracuencales, como resultado de una tectónica dominada por las fallas de desgarre.

Nieto (1997) en su Tesis Doctoral analiza la estratigrafía, la sedimentología y las relaciones tectónica – sedimentación en el sector más nororiental del Subbético. Así mismo, propone la evolución paleogeográfica para este sector, diferenciando nueve etapas, que corresponderían a las nueve unidades tectosedimentarias que reconoce desde el Hettangiense hasta el Maastrichtiense.

En los últimos años se han sucedido los trabajos de índole bioestratigráfica realizados en la sección de Caravaca. Molina *et al.* (1994), analizaron el límite entre el Paleoceno y el Eoceno mediante el estudio de los foraminíferos planctónicos. Arenillas y Molina (1997) propusieron una nueva biozonación para el Paleoceno y, basándose en la paleoecología de las especies de foraminíferos planctónicos, distinguieron dos periodos dentro del Paleoceno, el Daniense, con bajas temperaturas y baja productividad y diversidad, y el Selandiense – Thanetiense, con mayor productividad, temperatura y diversidad. Arz *et al.* (2000) realizaron un detallado estudio de las asociaciones de foraminíferos planctónicos y de su evolución a lo largo del tránsito entre el Cretácico y el Terciario.

3. LITOESTRATIGRAFÍA

3. Litoestratigrafía

3.1. Introducción

Durante la revisión de los trabajos previos desarrollados en los materiales del Cretácico Superior y Paleoceno de la Cordillera Bética se ha podido comprobar la gran cantidad de unidades litoestratigráficas propuestas, especialmente para el Cretácico. En la mayor parte de los estudios sobre la estratigrafía de la cordillera se emplearon unidades litoestratigráficas informales, en numerosas ocasiones con validez exclusivamente local (p. ej.: Jerez, 1973; Rodríguez Estrella, 1977a y 1978, entre otros), que tuvieron escasa aceptación por autores posteriores. Mención aparte merecen las unidades propuestas por Vera *et al.* (1982) para el Dominio Prebético y para el Subbético y las Unidades Intermedias. Entre estas unidades, cabe destacar, para el intervalo temporal estudiado en esta memoria, la Formación Quipar - Jorquera (Cenomaniense – Eoceno) y la Formación Capas Rojas (Cenomaniense – Eoceno), que engloban conjuntos litológicos de gran potencia y rango temporal, por lo que no resultan útiles para estudios más detallados como el que se pretende en esta tesis. Por otra parte, Martín-Chivelet (1992, 1994) propuso un nuevo patrón litoestratigráfico para el Cretácico Superior del Altiplano de Jumilla-Yecla, al NO del Dominio Prebético. Las unidades propuestas por este autor muestran unas características bastante homogéneas y fácilmente reconocibles en campo, tanto a lo largo de todo su espesor como lateralmente, cubren intervalos temporales pequeños y quedan delimitadas a base y techo por discontinuidades de carácter regional. De las unidades propuestas por este autor, se han utilizado dos unidades en esta memoria, las unidades localizadas más al SE, correspondientes a ambientes marinos algo más abiertos. Para el resto de los materiales cretácicos, de ambientes marinos más abiertos, y para los depósitos paleógenos ha sido necesario definir de un modo informal nuevas unidades, basadas en su mayoría en la subdivisión de algunas de las grandes unidades definidas por Vera *et al.* (1982).

3.2. Nomenclatura litoestratigráfica

El nuevo patrón litoestratigráfico que se propone en este trabajo pretende obtener una subdivisión en unidades con características distintivas, con menor variabilidad regional y delimitadas inferior y superiormente por discontinuidades regionales o por sus conformidades correlativas.

La nueva nomenclatura que se presenta en este trabajo no pretende en modo alguno aumentar aún más el caos de nomenclaturas existente. Se ha procurado en todo momento utilizar un mínimo de unidades, pero con validez para estudios detallados, tomando de las nomenclaturas previas aquellas unidades reconocibles dentro del área de estudio que cumpliesen este requisito. Como se ha citado anteriormente, algunas de las unidades de nueva definición proceden de la subdivisión de unidades previamente definidas por otros autores. Esta subdivisión ha sido posible gracias al reconocimiento de discontinuidades internas mediante estudios sedimentológicos y bioestratigráficos. No se ha conservado el nombre de la unidad inicial para ninguna de las subdivisiones para no dar pie a posibles confusiones posteriores entre la unidad global inicial y la división.

En la definición de las nuevas unidades estratigráficas de carácter informal utilizadas en este trabajo se han tenido en cuenta criterios de homogeneidad litológica, se ha procurado que sus dimensiones fuesen coherentes con los trabajos detallados que se pretendían en este estudio y se ha intentado que la utilidad de estas unidades en el análisis de la cuenca sea máxima y que la complejidad de nomenclatura sea mínima.

3.3. Patrón litoestratigráfico

Mediante el análisis detallado de las series del Cretácico Superior alto y del Paleoceno-Eoceno inferior y su posterior correlación, y atendiendo a los datos aportados por otros autores sobre el área de estudio y adyacentes, se ha establecido un patrón litoestratigráfico para este intervalo temporal (ver fig. 3.1.1). Dicho patrón está constituido por seis unidades litoestratigráficas con el rango de formación, de las cuales, cuatro unidades son de nueva creación.

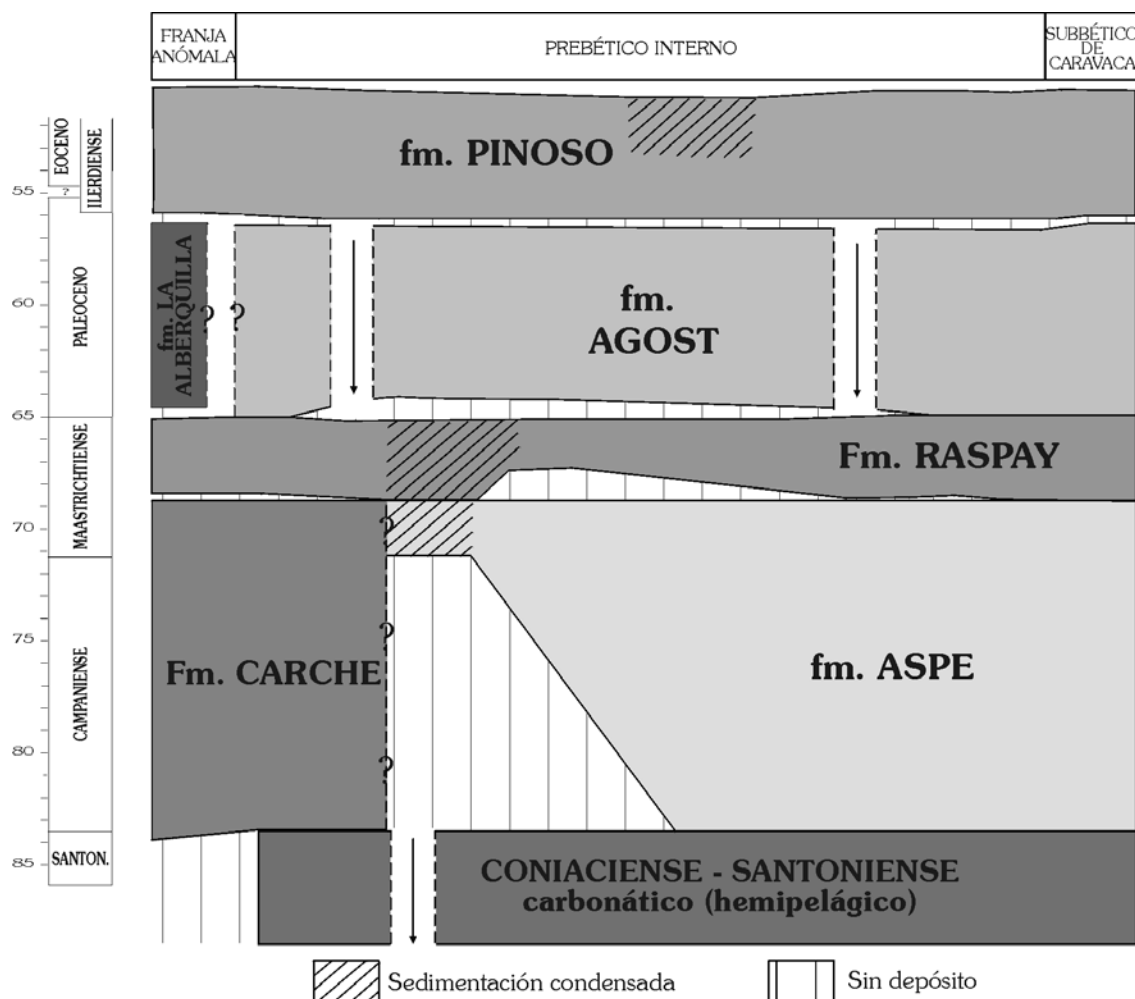


Figura 3.1.1. Patrón litoestratigráfico utilizado en este trabajo, con la distribución espacial de las unidades y las relaciones existentes entre ellas.

En este apartado se procede a una descripción somera de las unidades litoestratigráficas seguidas en esta memoria, ya que, de acuerdo a la estructuración de este trabajo, la descripción detallada de las unidades se realizará para cada una de las secciones estudiadas, especificándose en cada caso sus características.

3.3.1. Formación Carche (Formación Calizas del Carche)

Formación definida originalmente por Martín-Chivelet (1992) en el Prebético del Altiplano de Jumilla – Yecla. Su nombre deriva de la Sierra del Carche, localizada en el sector más meridional del altiplano, en la provincia de Murcia. Esta unidad ha sido reconocida en los sectores más noroccidentales y septentrionales del área de estudio, en aquellos afloramientos localizados en la Franja Anómala (S^a del Carche, S^a Mariola, Vall d'Ebo) y en la parte situada más al noroeste del Prebético Interno (S^a de Aixorta y S^a del Maigmó).

Descripción: La unidad está constituida por series muy homogéneas de calizas y calizas margosas de color beige claro, que se muestran mal estratificadas, en bancos de espesor decimétrico. En ocasiones incluyen pequeñas intercalaciones margosas de color blanco. Son biomicritas *wackestone* a *packstone* que presentan abundantes foraminíferos planctónicos, algunos foraminíferos bentónicos, calciesferas y ostrácodos, así como numerosos inocerámidos, equínidos y, ocasionalmente, algunos ammonoideos.

Variaciones regionales: Esta unidad sólo se ha reconocido en las secciones analizadas en la Franja Anómala (S^a del Carche, S^a Mariola, Vall d'Ebo) y en las secciones localizadas en el Prebético Interno más próximo a esta franja (S^a del Maigmó, Aixorta). En estas áreas algo más abiertas de la cuenca, la Fm. Carche refleja unas condiciones de sedimentación más inestables, con numerosas estructuras de tipo *slump*. También hacia estas áreas más abiertas, la unidad

suele mostrar intercalaciones calizas calcareníticas de tonos beige a ocre en su parte inferior a media, que podrían corresponder a depósitos contorníticos, mientras que hacia techo puede mostrar intercalaciones calcareníticas más groseras de carácter turbidítico.

En la Franja Anómala, los depósitos de esta unidad descansan directamente sobre las dolomías de la Fm. Alatoz (Martín-Chivelet, 1992, 1994), tras una discontinuidad sedimentaria de amplia duración. Hacia sectores algo más meridionales, dentro ya del Prebético Interno, la unidad se apoya sobre las calizas de edad Coniaciense *p.p.* a Santoniense, existiendo una interrupción sedimentaria o en aparente continuidad sedimentaria.

Edad: Campaniense basal (Santoniense terminal) – Maastrichtiense inferior.

Medio de sedimentación: El ambiente de sedimentación interpretado para esta unidad corresponde a medios que oscilaron entre la plataforma externa carbonatada, por debajo del nivel de base del oleaje y de la zona fótica, y medios marinos hemipelágicos carbonáticos a mixtos bien oxigenados, también por debajo de la zona fótica. En estos medios predominó la formación de biomicritas *wackestone* a *packstone* de grano muy fino, ricas en foraminíferos planctónicos y algunos bentónicos, equínidos, inocerámidos, ostrácodos, calciesferas y, ocasionalmente, ammonoideos.

Correlación con otras unidades: Esta unidad es correlacionable hacia sectores más restringidos de la cuenca (Prebético Externo) con la Formación Rambla de los Gavilanes (Martín-Chivelet, 1992), correspondiente a materiales depositados en ambientes de plataforma interna a lacustres costeros. Esta unidad, que muestra la misma edad que la Formación Carche, está limitada por discontinuidades estratigráficas a base y techo.

Hacia áreas más abiertas de la cuenca esta unidad es correlacionable con la formación Aspe, equivalente en edad y depositada en un ambiente marino abierto hemipelágico carbonatado.

3.3.2. Formación Aspe

Unidad que se define con carácter informal en este trabajo.

La estratigrafía del afloramiento de Aspe, del que se ha tomado el nombre para esta unidad, fue analizada por primera vez por von Hillebrandt (1974). Este autor incluyó los materiales carbonatados de la parte inferior de la sección en la “Unidad 1”, que sería equivalente a la formación Aspe.

Los materiales de la formación Aspe aquí definida corresponderían en trabajos previos a (fig. 3.1.2):

- La parte superior de la Fm. Quipar (Cenomaniense – Campaniense) y la parte inferior de la Fm. Jorquera (Maastrichtiense – Eoceno inferior) (van Veen, 1969). La formación Aspe sería así equivalente a la parte superior de la Fm. Quipar y al Miembro A de la Formación Jorquera.

- Parte de la unidad C₂₃₋₂₆ de “Calizas margosas blancas y rojas y margas” de Pignatelli *et al.* (1973) y de la unidad C₂₃₋₂₆ de “Calizas margosas y margas con globotruncanas” de Colodrón y Ruiz (1980). Estas dos unidades empleadas en la cartografía del plan Magna son de edad “Senoniense” indiferenciado. De este modo, sólo la parte superior de estas unidades, pero no la más alta (que sería equivalente a la Fm. Raspay), sería equivalente a la formación Aspe.

- Parte de la Formación Quipar-Jorquera de Vera *et al.* (1982) y de las facies de “Capas Rojas” (Rodríguez Estrella, 1977), unidad definida posteriormente con carácter formal en el Subbético por Vera *et al.* (1982). Sin embargo, la formación Aspe no sería equivalente a ninguna de estas dos unidades, ya que en la Fm. Quipar-Jorquera y en la Formación Capas Rojas no sólo se incluyeron estos materiales, sino también materiales de diferente edad y/o características litológicas que han sido individualizados en este trabajo dentro de otras unidades, como los materiales carbonáticos hemipelágicos del Coniaciense – Santoniense, la Formación Raspay y la formación Agost.

Posteriormente, parte de los litosomas comprendidos en la formación Aspe fueron incluidos por Wilke (1988) en sus unidades C11 “Calizas pelágicas masivas” (Campaniense *p.p.*) y C12 “Calizas pelágicas estratificadas” (Turonense – Maastrichtiense *p.p.*). La unidad C11

quedaría englobada dentro de la formación Aspe, mientras que sólo la parte superior de la unidad C12 sería equivalente a la formación Aspe.

Descripción: La unidad está constituida por una serie carbonática de aspecto marcadamente rítmico y bien estratificado, formada por la alternancia de calizas a calizas margosas y margocalizas de colores que varían entre el salmón-rojizo y el blanco. Estos materiales suelen estar afectados por una bioturbación moderada de tipo *Zoophycos*. La composición de estos materiales consiste en biomicritas de textura *wackestone* a *packstone* y tamaño de grano fino a muy fino, muy ricas en foraminíferos planctónicos, calciesferas, ostrácodos y algunos foraminíferos bentónicos. Entre los restos de macrofauna cabe destacar la presencia de fragmentos de inocerámidos y de equínidos y, ocasionalmente, de dientes de peces.

Variaciones regionales: Esta unidad sólo se ha reconocido en los sectores situados más al SE del área del estudio, dentro del Prebético Interno suroriental, y en la sección de Caravaca, en el sector septentrional del Subbético.

El espesor de la unidad varía mucho en el área analizada, con más de 120 m (Caravaca) a un espesor mínimo de 7 m (Torremanzanas).

La unidad muestra unas características bastante homogéneas en aquellos puntos donde se ha reconocido. No obstante, se han observado algunas variaciones regionales respecto a su color y su litología-sedimentología:

La unidad puede mostrar tonos básicamente salmón – rojizos con escasas intercalaciones de tonos más blanquecinos (p.ej. Torremanzanas), alternancias de tonos salmón y blanco-beige (p.ej. Jijona, Aguas de Busot) o tonos fundamentalmente blanquecinos, con escasas intercalaciones de tonos rojizos (p.ej. Alfaz del Pi, Caravaca).

En cuanto a su litología – sedimentología, en las secciones de Busot, Alfaz del Pi y Caravaca la unidad está muy deformada sinsedimentariamente, presentando numerosos *slumps*. En los sectores más surorientales (p.ej. Alfaz del Pi, Aguas de Busot, Caravaca), que paleogeográficamente corresponderían a los medios más abiertos, se han reconocido hacia la parte superior de la unidad intercalaciones calcareníticas de tonos beige a ocre que se han interpretado como resultado de la actuación de corrientes de fondo.

No obstante, la sección que muestra unas características sedimentológicas más particulares es la de Torremanzanas (área de Jijona – Busot), en la que la formación Aspe ofrece un carácter fundamentalmente carbonático, sin intercalaciones margosas, y un aspecto bastante nodular. Esto se debe a que en esta sección la unidad representa una sedimentación condensada, dentro también de un medio marino hemipelágico.

Respecto a los límites de la formación Aspe, en aquellas secciones donde se ha podido analizar su base, se ha observado que la unidad siempre se apoya sobre los materiales carbonáticos de edad Coniaciense *p.p.* – Santoniense, salvo en el sector de Torremanzanas, donde llega a apoyarse directamente sobre las calizas del Cenomaniense. El paso de la unidad Coniaciense *p.p.* – Santoniense a la fm. Aspe está en todos los casos marcado por un ligero aumento en el contenido en siliciclásticos en la formación Aspe, pero, además, ambas unidades pueden estar separadas por una discontinuidad estratigráfica (p.ej. Busot, Jijona II) de diferente duración.

La unidad queda cubierta por las margas de la Fm. Raspay. El paso de la formación Aspe a la Fm. Raspay está marcado en todos los casos por un aumento en los siliciclásticos, más o menos acentuado, aunque siempre mayor que el observado para la formación Aspe respecto a la unidad infrayacente. En algunas secciones, además, ambas unidades están delimitadas por el desarrollo de una discontinuidad (p.ej. Aspe, Busot).

Lateralmente, la formación Aspe es correlacionable con la Fm. Carche, que aflora en sectores algo más internos y más restringidos de la cuenca. Sin embargo, no se han observado pasos intermedios entre ambas unidades dentro del área analizada.

Edad: Campaniense basal – Maastrichtiense inferior.

Medio de sedimentación: La formación Aspe se formó en un medio marino abierto hemipelágico carbonático a mixto, bien oxigenado y localizado por debajo de la zona fótica, en el que imperaba la decantación de fino material pelágico y que podía estar ocasionalmente bajo la influencia de corrientes de fondo que retocaban sus materiales.

Correlación con otras unidades: Hacia sectores algo más internos de la cuenca, la unidad es correlacionable con la Fm. Carche, que es equivalente en edad y representa ambientes de plataforma externa carbonatada a medios marinos hemipelágicos.

Con el Prebético Externo, la unidad es correlacionable con la Fm. Rambla de los Gavilanes, depositada en un medio de plataforma interna (fig. 3.1.3).

3.3.3. Formación Raspay (Formación Margas de Raspay)

Esta formación fue definida originalmente por Martín-Chivelet (1992) para el Prebético del Altiplano de Jumilla – Yecla. Su nombre deriva de un pequeño caserío localizado en la vertiente sur de la Sierra del Carche, en el sector suroriental del altiplano.

La Formación Raspay sería equivalente a la “Unidad 2” definida por von Hillebrandt (1974) en el Prebético de Aspe y a la unidad C 13 diferenciada por Wilke (1988) en el Prebético de la provincia de Alicante y quedaría englobada en la parte inferior del Miembro B de la Formación Jorquera (van Veen, 1969) y en la parte media de la Formación Capas Rojas y Quipar-Jorquera (Vera *et al.*, 1982) (fig. 3.1.2).

Descripción: Unidad constituida por margas de tonos verdes a gris-verdosos, que suele mostrar finas intercalaciones más carbonáticas, fundamentalmente hacia la parte superior de la unidad. Estos materiales son muy ricos en foraminíferos planctónicos y microbentónicos, ostrácodos, restos de inocerámidos y de equínidos.

Variaciones regionales: Esta unidad se ha reconocido en todas las secciones que cubren este intervalo temporal dentro del área de estudio.

Hacia áreas más abiertas de la cuenca (Aspe, Caravaca) la unidad muestra intercalaciones calizas calcareníticas lito y bioclásticas de grano medio a grueso de tonos beige a ocre en su parte media - superior que se interpretan como depósitos turbidíticos.

En el sector de Jijona – Busot (secciones de Torremanzanas y Busot) este intervalo temporal se caracterizó por una sedimentación de tipo condensado, dentro también de un medio marino abierto hemipelágico, con desarrollo de margas y calizas margosas de intensos tonos rojos.

En cuanto a los límites de la Fm. Raspay, en los sectores más noroccidentales y septentrionales (Franja Anómala y parte norte-noroeste del Prebético Interno) se apoya sobre las calizas de la Fm. Carche, mientras que hacia sectores más surorientales se apoya sobre la formación Aspe. El tránsito entre la unidad infrayacente y la Fm. Raspay puede ser gradual, aunque relativamente rápido (p.ej. Torremanzanas y Caravaca), estando marcado por un pronunciado aumento en el contenido en siliciclásticos. En el resto de las secciones donde se han podido analizar los metros basales de la unidad, la base está marcada por el desarrollo de una discontinuidad de diferente duración (Carche, Aixorta, Busot, Aspe).

La Fm. Raspay queda cubierta por la formación Agost en todos los puntos, salvo en las áreas más noroccidentales (Sierra del Carche), donde las margas de la Fm. Raspay quedan cubiertas por las calizas de la formación La Alberquilla. Este límite superior puede mostrar también transitos graduales con la formación suprayacente (p.ej. Aixorta, Agost, Caravaca) o bien estar delimitada por el desarrollo de una discontinuidad (Carche, Torremanzanas).

Edad: Maastrichtiense superior a Maastrichtiense terminal.

Medio de sedimentación: La unidad se generó en un medio de plataforma externa mixta a medios marinos hemipelágicos mixtos, siempre localizados por debajo de la zona fótica y bajo unas condiciones marinas normales de oxigenación y salinidad. En estos medios con predominio de la decantación pelágica, se formaron fundamentalmente depósitos margosos y calizo-margosos biomicríticos *wackestone* a *packstone* de grano muy fino, ricos en foraminíferos planctónicos y microbentónicos, calciesferas y ostrácodos, junto con restos de equínidos y, cada vez más escasos hacia techo, fragmentos de inocerámidos.

Correlación con otras unidades: Con el Prebético Externo, la unidad es correlacionable con la Fm. Molar (Martín-Chivelet, 1992), depositada en una plataforma interna mixta, y hacia sectores algo más restringidos, se correlacionaría con la Fm. Cerrillares (definida por Martín-Chivelet, 1992), de lagos costeros siliciclásticos (fig. 3.1.3).

3.3.4. Formación La Alberquilla

Esta unidad se ha designado de un modo informal para incluir los materiales de naturaleza carbonática de edad Paleoceno que afloran en el extremo más noroccidental del área de estudio (S^a del Carche). El nombre designado para esta unidad procede de un pequeño caserío a los pies de la ladera sur de la Sierra del Carche (Murcia).

Estos materiales carbonáticos fueron analizados por Azema (1972) y por Rodríguez-Estrella (1977), quien asignó un medio de plataforma carbonatada y una edad Thanetiense a estos materiales. Gallego *et al.* (1981) diferenciaron la “unidad 25” de “Calcarenitas y margas” en la Sierra del Carche, unidad que englobaría tanto los depósitos carbonáticos de la formación La Alberquilla como los materiales rítmicos suprayacentes incluidos en este trabajo en la formación Pinoso. Estos autores asignaron una edad Thanetiense a la parte inferior de su “unidad 25” y una edad Ypresiense a la parte superior.

Esta unidad sería equivalente a la unidad “Paleoceno 1” de Chacón y Martín-Chivelet (1999) (fig. 3.1.2).

Descripción: Unidad formada por calizas blancas a beige, finamente estratificadas en su parte inferior, que dan paso a calizas calcareníticas bioclásticas y calizas bioconstruidas, también de tonos claros. Los primeros metros de la unidad están constituidos por biomicritas *wackestone* a *packstone* muy ricas en foraminíferos planctónicos globosos, junto con algunos foraminíferos microbentónicos, ostrácodos y restos de equínidos. El resto de la unidad está formado por calcarenitas bioclásticas *packstone* a *grainstone* con laminación de ripples, que incluyen abundantes foraminíferos macrobentónicos, restos de algas rojas, de equínidos, de briozoos y de bivalvos, junto con algunos ostrácodos, y por biolitas *framestone* de corales coloniales.

Variaciones regionales: Esta unidad se ha reconocido exclusivamente en los sectores más noroccidentales del área de estudio (Sierra del Carche), donde muestra un espesor medio de 30 m.

La formación La Alberquilla está limitada inferiormente por una discontinuidad representada por el desarrollo de un *hardground* muy ferruginizado e intensamente bioturbado, rico en fosfatos y en glauconita y colonizado por epifauna bentónica, que la separa de la Formación Raspay. El límite superior de la formación La Alberquilla representa una nueva discontinuidad, que supone un brusco cambio en las condiciones de sedimentación, marcado por un importante aumento en la llegada de terrígenos, que pone fin a una etapa de sedimentación esencialmente carbonatada. En los sectores más occidentales de la Sierra del Carche, sobre la fm. La Alberquilla descansan los materiales de la fm. Pinoso, mientras que hacia sectores más orientales de la sierra son las margas verdes del Eoceno algo más alto las que descansan discordantemente sobre la fm. La Alberquilla.

Esta unidad da paso lateralmente hacia sectores más abiertos de la cuenca a la formación Agost, aunque se no se han podido reconocer pasos intermedios entre ambas unidades.

Edad: Daniense inferior no basal – Thanetiense superior.

Medio de sedimentación: La formación La Alberquilla se depositó en un ambiente marino carbonatado, que abarcaba desde la plataforma externa proximal, con desarrollo de facies abiertas muy ricas en organismos planctónicos, al complejo arrecifal, con depósitos bioclásticos y bioconstruidos que delimitaban áreas algo más protegidas hacia la costa.

Correlación con otras unidades: Hacia sectores más externos de la cuenca, la unidad es correlacionable con la formación Agost, para la que se interpreta un ambiente de sedimentación representado por medios marinos abiertos hemipelágicos.

Hacia sectores más restringidos de la cuenca (Prebético Externo), sobre los materiales del Cretácico se disponen lutitas, yesos y carbonatos continentales del Paleoceno y Eoceno inferior que no han podido ser datados con precisión (Fourcade, 1970; Martín-Chivelet, 1992).

3.3.5. Formación Agost

Unidad definida de modo informal en este trabajo para englobar los depósitos fundamentalmente margosos de edad Paleoceno que afloran en el Prebético Interno y en el Subbético de la región de Caravaca. Para designar esta unidad se ha tomado el nombre de la

localidad alicantina de Agost, donde la unidad muestra unas excelentes condiciones de afloramiento.

Los materiales de la formación Agost definida en este trabajo corresponderían en trabajos previos a:

- Parte de la Fm. Jorquera (Maastrichtiense – Eoceno inferior) de van Veen (1969) y Hoedemaeker (1973). La fm. Agost sería equivalente sólo a la parte media de esta Formación, concretamente a la parte superior del Miembro B y al Miembro C.

- Parte de la Fm. Quipar-Jorquera (Cretácico superior – Eoceno) de Vera *et al.* (1982). Sin embargo, la formación Agost sólo sería equivalente a la parte media-superior de la Fm. Quipar-Jorquera (fig. 3.1.2).

Descripción: Unidad constituida por margas y lutitas margosas de color verde a rojo, que suelen mostrar finas intercalaciones más carbonáticas de margocalizas a calizas margosas gris-verdosas hacia la parte inferior y la parte superior de la unidad y de calizas calcareníticas beige a ocre de naturaleza turbidítica en su parte inferior. Los materiales de esta unidad son ricos en foraminíferos planctónicos y foraminíferos microbentónicos, ostrácodos y restos de equínidos.

Variaciones regionales: Esta unidad se ha reconocido para todo el sector analizado, salvo para las zonas más noroccidentales (Sierra del Carche), correspondientes paleogeográficamente a las áreas más internas estudiadas de la cuenca. El espesor de la unidad es bastante reducido para todo el sector analizado, salvo en la sección de Caravaca, en el Subbético, donde llega a alcanzar los 100 m.

Esta unidad muestra unas características muy homogéneas dentro del área de estudio. La principal diferencia consiste en la presencia de un nivel de *grain-flow* turbidítico asociado a un evento intra-Paleoceno inferior reconocido sólo en la sección de Alfaz del Pi.

La unidad se apoya en todos los casos analizados sobre la Fm. Raspay. El tránsito de una a otra unidad tiene lugar, en la mayor parte de las secciones, de un modo gradual y aparentemente en continuidad sedimentaria, quedando marcado por un fino nivel arcilloso de escasos centímetros de espesor correspondiente al límite Cretácico / Terciario. Tan sólo en la sección de Alfaz del Pi se ha reconocido la existencia de una pequeña discontinuidad sedimentaria entre la Fm. Raspay y la fm. Agost.

El límite superior de la fm. Agost, en aquellos puntos donde se ha podido analizar, está marcado por una discontinuidad sedimentaria que separa esta unidad margosa de los materiales calizos limoso-arenosos de la fm. Pinoso.

Dentro del área de estudio, la fm. Agost es correlacionable hacia sectores más restringidos de la cuenca con la fm. La Alberquilla, aunque no se han podido reconocer secciones que muestren pasos intermedios entre ambas unidades.

Edad: Daniense inferior a Thanetiense superior (Paleoceno inferior a Paleoceno superior).

Medio de sedimentación: Medio marino abierto hemipelágico mixto, bien oxigenado, situado por debajo de la zona fótica y a profundidades batiales, en el que predominaba la decantación de fino material pelágico y al que llegaban cantidades variables pero siempre relativamente altas de terrígenos de grano muy fino. Este medio marino tranquilo recibía esporádicamente depósitos calcareníticos de origen posiblemente turbidítico, aunque no se podría descartar que correspondiesen a depósitos producidos por la acción de corrientes tractivas de fondo. Los materiales de esta unidad, especialmente hacia su parte superior e inferior, están afectados a menudo por *slumps*, lo que indicaría una cierta inestabilidad en el medio, producida probablemente por la existencia de pequeñas pendientes.

Correlación con otras unidades: Dentro del área de estudio, esta unidad es correlacionable hacia sectores más internos de la cuenca con la fm. La Alberquilla, constituida por series de plataforma carbonatada, desde ambientes de plataforma externa proximal hasta ambientes relacionados con el complejo arrecifal.

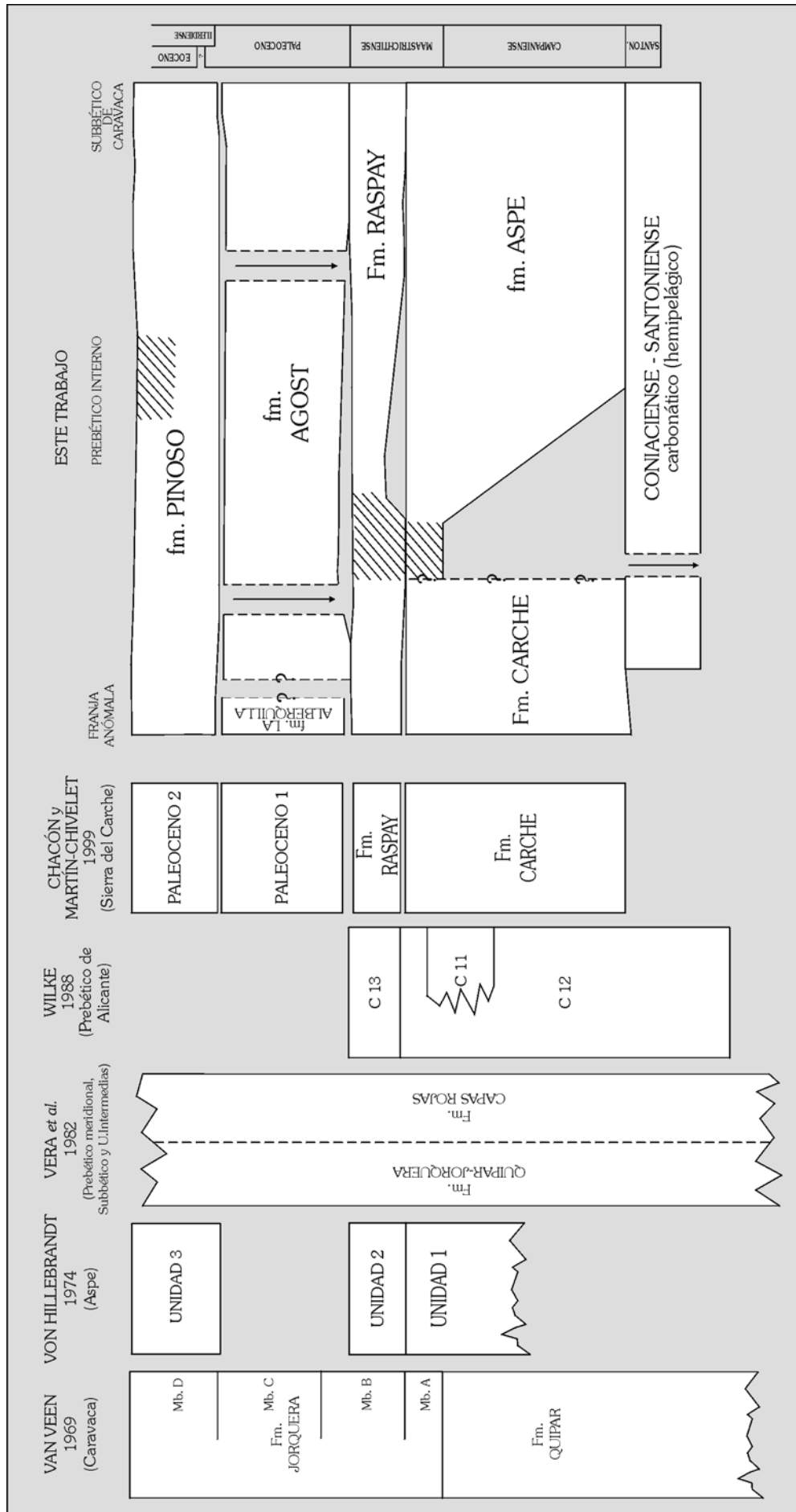


Figura 3.1.2. Esquema en el que se comparan las unidades litoestratigráficas utilizadas en este trabajo con las unidades definidas en trabajos previos.

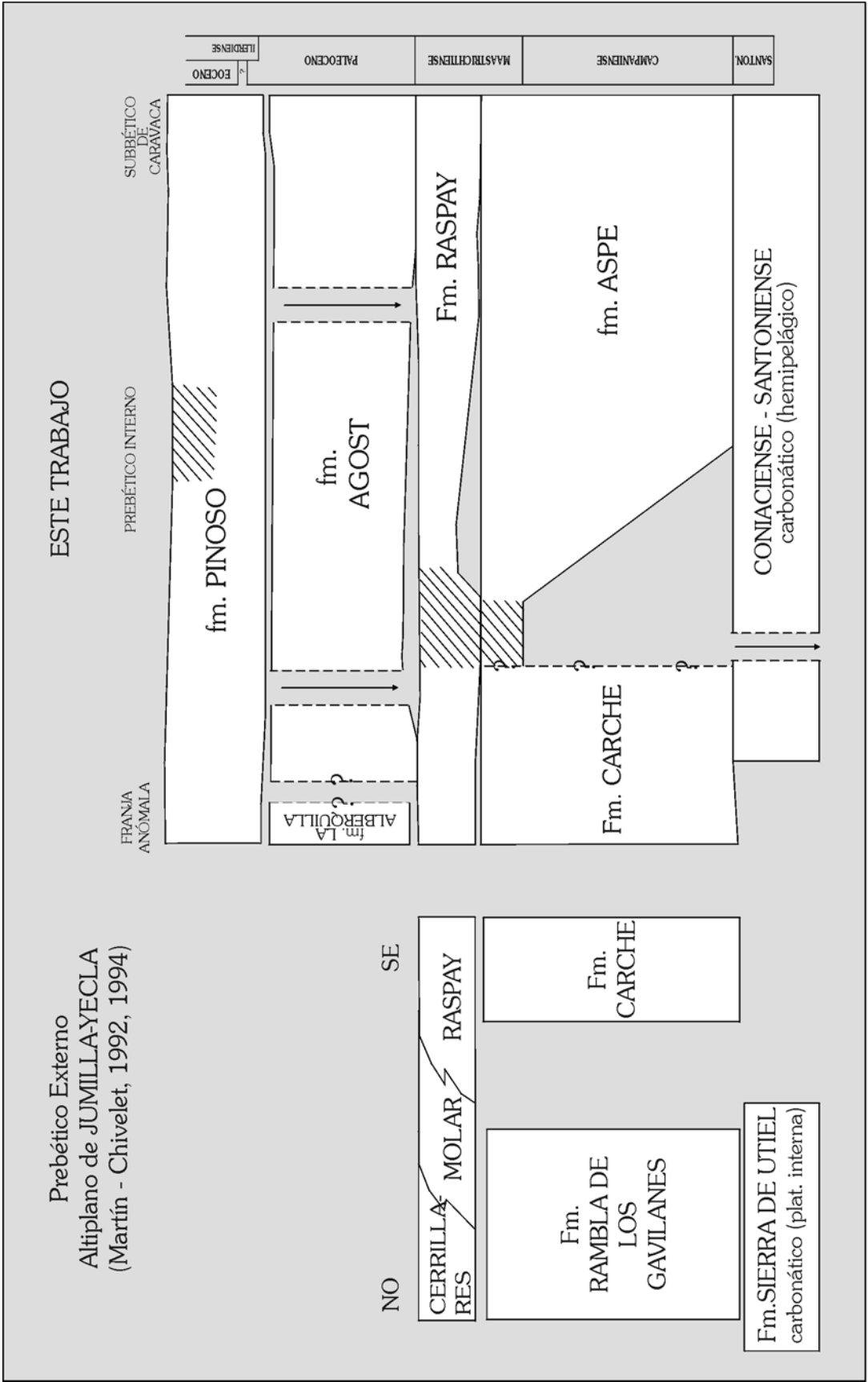


Figura 3.1.3. Esquema en el que se propone la correlación entre las unidades utilizadas en este trabajo y las unidades propuestas para el Prebético del Altiplano de Jumilla - Yecla (Martín-Chivelet, 1992, 1994).

3.3.6. Formación Pinoso

Se ha definido esta unidad con carácter informal para incluir aquellos materiales de edad Thanetiense superior alto a Ilerdiense¹ medio (Paleoceno superior terminal a Eoceno inferior).

El nombre de la unidad se ha tomado de la localidad de Pinoso (Alicante), localizada en las proximidades de la Sierra del Carche, en cuya vertiente sur la unidad muestra unas óptimas condiciones de afloramiento.

En el sector de la Sierra del Carche, estos materiales fueron analizados por Gallego *et al.* (1981) e incluidos en la parte superior de su “unidad 25” de “Calcarenitas y margas”, asignándoles una edad Ypresiense. No obstante, esta “unidad 25” incluiría no sólo los materiales correspondientes a la fm. Pinoso, sino también las calizas infrayacentes del Paleoceno individualizadas en este trabajo en la fm. La Alberquilla. También en la Sierra del Carche, Chacón y Martín-Chivelet (1999) diferenciaron para estos materiales la unidad “Paleoceno 2”, que sería equivalente a la fm. Pinoso.

En otros sectores dentro del área de estudio, los litosomas incluidos en la fm. Pinoso fueron individualizados por otros autores en diferentes unidades (fig. 3.1.2):

Von Hillebrandt (1974), en un estudio centrado en las provincias de Murcia y de Alicante, analizó la sección de Aspe e incluyó las margas y calcarenitas de edad Paleoceno en la “unidad 3”, que resultaría equivalente a la fm. Pinoso.

Hacia sectores más abiertos de la cuenca, hacia el Subbético de la región de Caravaca, van Veen (1969) y Hoedemaeker (1974) incluyeron las margas gris-verdosas con intercalaciones calcareníticas arenosas del Eoceno inferior en el Miembro D de la Fm. Jorquera (van Veen, 1969), que sería equivalente a la formación Pinoso.

Descripción: Se trata de una unidad de aspecto bastante rítmico y bien estratificada, constituida por niveles alternantes de margas ocre-verdes y de calizas calcareníticas limoso-arenosas de color beige a ocre en las que, en ocasiones, se puede reconocer una fina laminación interna. Hacia techo de la unidad aumentan en número los niveles más carbonáticos y van adquiriendo mayor potencia frente a los tramos margosos. Estos niveles más carbonáticos son de composición calcarenítica limosoarenosa *packstone* a *grainstone*, de tamaño de grano bastante variable, de fino a grueso. Las margas incluyen abundantes microfósiles, entre los que destacan abundantes foraminíferos planctónicos, foraminíferos microbentónicos y algunos ostrácodos, y también abundantes restos de equínidos. Las calcarenitas muestran una importante mezcla de faunas de aguas someras y más profundas, e incluso, en algunos casos de faunas reelaboradas y no reelaboradas. Entre su contenido fósil destacan abundantes restos de equínidos, algas rojas, briozoos y *Distichoplax biserialis* (*incertae sedis*), junto con numerosos foraminíferos macrobentónicos, característicos de aguas someras, y algunos microbentónicos, algunos ostrácodos y escasos foraminíferos planctónicos.

Variaciones regionales: Esta unidad se ha reconocido en todos los sectores del área de estudio.

La fm. Pinoso muestra unas características muy similares y homogéneas, tanto espacial como temporalmente, dentro del área analizada. Las principales diferencias estriban en la proporción relativa entre los niveles margosos y los calcareníticos y en el mayor o menor contenido en los niveles calcareníticos de fauna somera. En la Sierra del Carche, en Aspe y en

¹ En este trabajo se ha utilizado el piso “Ilerdiense”, definido por Hottinger y Schaub (1960) en el Pirineo catalán basándose en la evolución de los foraminíferos bentónicos de aguas someras. Estos autores reconocieron una disminución en la diversidad genérica y un marcado aumento en la diversidad específica y variaciones en el tamaño de los caparzones, fundamentalmente en los géneros *Nummulites* y *Alveolina*, cambios que han sido posteriormente observados en depósitos marinos carbonatados del Tethys desde los Pirineos hasta Pakistán. El estratotipo del Ilerdiense se encuentra en la Cuenca de Ager, en el Pirineo catalán, y el paraestratotipo en la sección de Campo (Schaub, 1969), en el Pirineo aragonés. De acuerdo con la nueva zonación propuesta por Orue-Etxebarria *et al.* (2001) en un reciente estudio en el paraestratotipo del Ilerdiense, la base del Ilerdiense se situaría hacia la parte media de la biozona de *Acarinina soldadoensis* (Pujalte *et al.* 1994), que correspondería con la base de la biozona P5 de foraminíferos planctónicos (Berggren y Norris, 1997) y con la base de la biozona de foraminíferos macrobentónicos SBZ5 (Serra-Kiel *et al.* 1998) (ver fig. 4.2).

Agost, los niveles calcareníticos son muy abundantes y potentes, mientras que en Maigmó y en Caravaca predominan los niveles margosos y margocalizos. En cuanto a su contenido fósil, la unidad muestra las mayores proporciones de restos de organismos someros cuanto más hacia el noroeste se localice la sección, mientras que en los sectores más meridionales (Caravaca), correspondiente paleogeográficamente a las áreas más abiertas, la mezcla de faunas someras y profundas es ligeramente inferior. Por otra parte, en las secciones de Maigmó y Caravaca, las más ricas en margas, la unidad muestra una importante deformación sinsedimentaria de *slumps*. Sin embargo, en la sección de Aguas de Busot la unidad muestra unas características bastante particulares, con calizas y calizas margosas a muy margosas de intensos tonos rojos, intensamente bioturbadas con estructuras de tipo *Zoophycos* y sin intercalaciones calcareníticas. La sedimentación de la fm. Pinoso en este sector correspondería a una sedimentación condensada en un ambiente hemipelágico carbonático.

El límite inferior de la formación Pinoso en el sector analizado está siempre constituido por una discontinuidad sedimentaria de duración variable que separa esta unidad de depósitos previos. Hacia los sectores más noroccidentales (Sierra del Carche) la fm. Pinoso rica en siliciclásticos descansa sobre la formación carbonatada de La Alberquilla. Hacia sectores más surorientales, la fm. Pinoso puede apoyarse sobre la fm. Agost (Agost, Caravaca) o incluso sobre la Fm. Raspay (Maigmó, Aspe).

En cuanto a su límite superior, en los casos en los que se ha podido analizar su techo, la unidad queda limitada por una discontinuidad y cubierta por depósitos de edad Eoceno más alto. En los sectores más noroccidentales (Sierra del Carche), la fm. Pinoso queda cubierta discordantemente por las margas verde oliva de edad Ypresiense a Luteciense (Baena, 1979; Gallego *et al.*, 1981). Hacia sectores más surorientales, localizados paleogeográficamente en sectores más abiertos (Maigmó, Caravaca), sobre la fm. Pinoso descansan calizas margosas y margocalizas verdosas con frecuentes *slumps*, que incluyen numerosas y potentes intercalaciones calcareníticas arenosas a bioclásticas de carácter turbidítico de edad Eoceno más alto. En el sector de Aguas de Busot los sedimentos condensados de esta unidad quedan cubiertos por depósitos de similares características del Eoceno inferior más alto.

Edad: Thanetiense superior alto a Ilerdiense medio (Paleoceno terminal a Eoceno inferior).

Medio de sedimentación: Su depósito tuvo lugar en un ambiente de plataforma externa mixta a, excepcionalmente, medios hemipelágicos carbonáticos, por debajo de la zona fótica y a profundidades marinas batiales, bajo unas condiciones poco agitadas, con predominio de la lluvia de material pelágico, y de alta turbidez. Estas plataformas externas, que recibían una importante llegada de siliciclásticos de grano muy fino en suspensión, se verían ocasionalmente invadidas por aportes procedentes de áreas más someras, caracterizados por una importante mezcla de fauna y con una cierta orientación de sus componentes, que podrían interpretarse como depósitos de naturaleza turbidítica.

Correlación con otras unidades: Podría correlacionarse hacia del Prebético Externo con los depósitos continentales de lutitas, yesos y carbonatos descritos por (Fourcade, 1970). Sin embargo, este aspecto no puede asegurarse debido la imprecisión acerca de la edad de estos depósitos por la escasez de restos fósiles representativos en estos materiales (Fourcade, 1970; Martín-Chivelet, 1992).

4. BASES PARA EL ANÁLISIS BIOESTRATIGRÁFICO

4. Bases para el análisis bioestratigráfico

La bioestratigrafía de las sucesiones analizadas en este trabajo se ha establecido fundamentalmente mediante el estudio de las asociaciones de foraminíferos planctónicos. La información bioestratigráfica aportada por los escasos ammonites incluidos en los depósitos del Cretácico Superior alto y los equinodermos ha permitido contrastar la datación obtenida con los foraminíferos planctónicos. En dos secciones se analizaron los cocolitos de algunas muestras de Cretácico y Paleoceno, que contribuyeron a confirmar las dataciones obtenidas mediante los otros grupos.

El estudio bioestratigráfico con los foraminíferos planctónicos se ha basado, para el Cretácico Superior alto en los trabajos de Robaszynski *et al.* (1984), Caron (1985), Robaszynski y Caron (1995), Premoli Silva y Sliter (1995), en el cuadro biocronoestratigráfico de Hardenbol *et al.* (1998a) y en el estudio de Robaszynski *et al.* (2000). Las técnicas de estudio de los foraminíferos planctónicos del Cretácico se desarrollaron durante una estancia en la Universidad de Bremen (Alemania) con el Dr. Kai-Uwe Gräfe. Para el Terciario inferior se han seguido los trabajos de Berggren y Miller (1988), Tourmakine y Luterbacher (1995), Berggren y Norris (1997) y Pujalte *et al.* (1994). El estudio de los foraminíferos planctónicos terciarios en levigado fue realizado por el Dr. Xabier Orue-Etxebarria de la Universidad del País Vasco.

El estudio de los ammonites lo realizó el Dr. Ricard Martínez y el de los equinodermos el Dr. Jaume Gallemí, ambos de la Universidad Autónoma de Barcelona. Los cocolitos fueron analizados por el Dr. Hartmut Mai, de la Universidad de Bremen (Alemania).

La bioestratigrafía de los depósitos del Terciario inferior en facies de plataforma interna se ha establecido mediante las asociaciones de foraminíferos macrobentónicos. Se ha seguido para ello la biozonación propuesta por Serra-Kiel *et al.* (1998). La metodología de estudio de los foraminíferos macrobentónicos fue desarrollada durante una estancia en la Universidad Central de Barcelona con el Dr. Josep Serra-Kiel.

Las asociaciones de foraminíferos microbentónicos del Cretácico Superior alto y del Terciario inferior también han sido analizadas. El amplio rango temporal que muestran estos foraminíferos no han permitido obtener datos bioestratigráficos precisos, pero han ofrecido, por el contrario, un importante información paleoambiental. Las técnicas de estudio de estos foraminíferos microbentónicos se desarrollaron durante una estancia en la Universidad de Bremen con el Dr. Robert Speijer.

Las biozonas de foraminíferos planctónicos para el Cretácico Superior alto que se han utilizado en este trabajo (ver fig. 4.1.) son:

Biozona de *Dicarinella concavata* (según Robaszynski y Caron, 1995 y Robaszynski *et al.* 2000)

Biozona de intervalo definida entre la aparición de la especie *Dicarinella concavata* (que tiene lugar en el Turoniense superior, de acuerdo con Robaszynski *et al.* 1990) y la aparición de *D. asymetrica*. Los ejemplares de *D. concavata* son poco abundantes en el Turoniense superior y se hacen muy abundantes en la parte alta de la biozona, criterio que permite diferenciar esta parte alta de la biozona.

Biozona de *Dicarinella asymetrica* (de acuerdo con Robaszynski y Caron, 1995 y Robaszynski *et al.* 2000)

Biozona de rango total. Durante el intervalo temporal representado por esta biozona tiene lugar un importante cambio en las asociaciones de foraminíferos planctónicos. Robaszynski *et al.* (2000) dividen esta biozona en tres subzonas que no se han seguido en el presente trabajo. Sin embargo, si se han tenido en cuenta los bioeventos utilizados para diferenciar la parte más alta de la biozona: las primeras apariciones de las especies *Globotruncanita stuartiformis* y *Globotruncanita elevata*, así como de algunas especies del género *Globotruncana*, la disminución drástica de la mayoría de las especies del género *Marginotruncana*, la extinción de gran parte de las especies de *Dicarinella* y de todas las formas de *Whiteinella*.

Biozona de *Globotruncanita elevata* (según Robaszynski *et al.* 2000)

Biozona de rango parcial, definida entre la extinción de *D. asymetrica* y la primera presencia de *Globotruncana ventricosa*. La aparición de la especie índice tiene lugar dentro de la parte alta de la biozona de *Dicarinella asymetrica*. La asociación que caracteriza esta biozona está dominada por formas de las especies *Globotruncanita elevata* y *Globotruncanita stuartiformis*, junto con numerosas formas del género *Globotruncana* (*G. linneiana*, *G. bulloides* y *G. orientalis* entre otras).

Biozona de *Globotruncana ventricosa* (según Robaszynski *et al.* 2000)

Biozona de intervalo entre la primera presencia de *G. ventricosa* y la aparición de *Globotruncanita calcarata*. Dentro de esta biozona, los foraminíferos planctónicos son más abundantes y muestran una mayor diversidad de especies (Premoli Silva y Sliter, 1995). La especie índice no es demasiado abundante en las secciones analizadas en este trabajo.

Biozona de *Globotruncanita calcarata* (de acuerdo con Robaszynski y Caron, 1995 y Robaszynski *et al.* 2000)

Biozona de rango total. En gran parte de las secciones estudiadas no se pudieron obtener levigados de los depósitos correspondientes a esta biozona y hubo que basar la bioestratigrafía en el estudio de las secciones en lámina delgada. Esto dificulta la identificación de especímenes de la especie *G. calcarata*, ya que han de ser secciones que corten a los ejemplares de manera que se reconozcan las espigas que caracterizan esta especie. Por ello es posible que la extensión de esta biozona en ocasiones sea un poco menor de la que le correspondería.

Biozona de *Globotruncana falsostuarti* (según Robaszynski *et al.* 1984 y Robaszynski *et al.* 2000).

Biozona de rango parcial entre la última presencia de *G. calcarata* y la primera presencia de *Gansserina gansseri*. Este intervalo temporal fue subdividido en dos biozonas por Caron (1985) y Premoli Silva y Sliter (1995), entre otros: una primera biozona, la de *Globotruncanella havanensis*, entre la última aparición de *G. calcarata* y la primera de *Globotruncana aegyptiaca*, y una segunda biozona, la de *Globotruncana aegyptiaca*, entre la primera presencia de esta especie y la primera aparición de *Gansserina gansseri*. Sin embargo, la primera presencia de *G. aegyptiaca* en la mayoría de las secciones estudiadas en el presente trabajo tiene lugar antes de la última aparición de *G. calcarata* y por lo tanto no se puede seguir esta división. De este modo, se ha utilizado la biozona de *G. falsostuarti* para este intervalo, propuesta por Robaszynski *et al.* (1984), y retomada por Robaszynski *et al.* (2000) para sus secciones de Túnez.

Biozona de *Gansserina gansseri* (según Robaszynski y Caron, 1995 y Robaszynski *et al.* 2000)

Biozona de intervalo entre la primera aparición de *G. gansseri* y la primera presencia de *Abathomphalus mayaroensis*. Dentro de esta biozona está el límite Campaniense – Maastrichtiense.

Robaszynski *et al.* (2000) subdividen esta biozona en cuatro subzonas que no se han seguido en este trabajo. La última subzona diferenciada por estos autores fue considerada como una biozona independiente por Premoli Silva y Sliter (1995), la Biozona de *Contusotruncana contusa* / *Racemiguembelina fructicosa*, que marcaría la entrada en el Maastrichtiense superior. En este trabajo, no se ha diferenciado esta última biozona, pero se ha tenido en cuenta la presencia de *Contusotruncana contusa* y/o *Racemiguembelina fructicosa* como indicadores de la parte más alta de la biozona de *G. gansseri*, de edad Maastrichtiense superior. Robaszynski *et al.* (2000) señalan que la aparición de *C. contusa* tendría lugar al mismo tiempo que la especie *Contusotruncana walfischensis*, pero en las secciones analizadas en este trabajo se ha observado que la primera presencia de *C. walfischensis* tiene lugar antes que la de *C. contusa*. Este criterio se ha utilizado para proponer una edad Maastrichtiense inferior aún para esos depósitos con *C. walfischensis* pero sin *C. contusa* ni *R. fructicosa*.

Biozona de *Abathomphalus mayaroensis* (según Robaszynski y Caron, 1995 y Robaszynski *et al.* 2000)

Biozona de intervalo, entre la primera aparición de la especie índice y la extinción de la mayoría de los foraminíferos planctónicos cretácicos. Robaszynski *et al.* (2000) dividen esta biozona en tres subzonas que no se han seguido en este trabajo, aunque se han tenido en cuenta algunos de los bioeventos que limitan esas subzonas para matizar si nos encontrábamos en la parte baja-media o alta de la biozona de *A. mayaroensis*. En la parte inferior - media de la biozona tiene lugar la desaparición de un importante número de especies como *Contusotruncana fornicata*, *C. plicata*, *C. plummerae*, *Gansserina wiedenmayeri* y *Globotruncana bulloides*, y la disminución en abundancia de *Globotruncana falsostuarti* y *Contusotruncana patelliformis*. Hacia la parte superior de la biozona continúa la disminución en la abundancia de los globotruncánidos, mientras que las formas simples, pequeñas y globosas empiezan a dominar las asociaciones.

		FORAMINÍFEROS PLANCTÓNICOS
65.0 M.a	MAASTRICH.	<i>Abathomphalus mayaroensis</i>
		<i>Contusotruncana contusa</i>
71.3 M.a	INF.	<i>Gansserina gansseri</i>
	SUPERIOR	<i>Globotruncana falsostuarti</i>
		<i>Globotruncanita calcarata</i>
	MEDIO	<i>Globotruncana ventricosa</i>
	INFERIOR	<i>Globotruncanita elevata</i>
83.5 M.a	SANTONIENSE	<i>Dicarinella asymetrica</i>
85.8 M.a	CONIACIENSE	<i>Dicarinella concavata</i>
89.0 M.a	TURONIENSE	

Figura 4.1. Biozonación con foraminíferos planctónicos utilizada en este trabajo. Biozonas con foraminíferos planctónicos a partir de Robaszynski y Caron (1995) y Robaszynski *et al.* (2000). Escala de tiempos para el Cretácico superior alto tomada de Hardenbol *et al.* (1998).

En la fase de finalización de esta memoria se publicaron varios trabajos incluidos en un monográfico orientado hacia la redefinición del límite Campaniense – Maastrichtiense y la propuesta de una nueva biozonación para el Cretácico Superior alto (Arz y Molina, 2001; Odín, 2001 y Odín *et al.* 2001, entre otros). De confirmarse la validez global de esta propuesta, las edades obtenidas en el presente trabajo respecto al Cretácico superior alto, variarían ligeramente.

Para el Terciario inferior en facies marinas abiertas se ha seguido la biozonación de foraminíferos planctónicos de Pujalte *et al.* (1994) (fig. 4.2.). En este trabajo se propone una biozonación bastante simplificada respecto a las propuestas por Berggren y Miller (1988) y Berggren y Norris (1997), en la que todas las biozonas están delimitadas inferiormente por la primera aparición de la especie índice. A menudo se han propuesto biozonaciones con biozonas de tan corta duración que no se pueden llegar a reconocer en la mayoría de las secciones. Por este motivo, Pujalte *et al.* (1994) proponen una biozonación con mayor aplicabilidad en la mayor parte de las secciones peritethysianas.

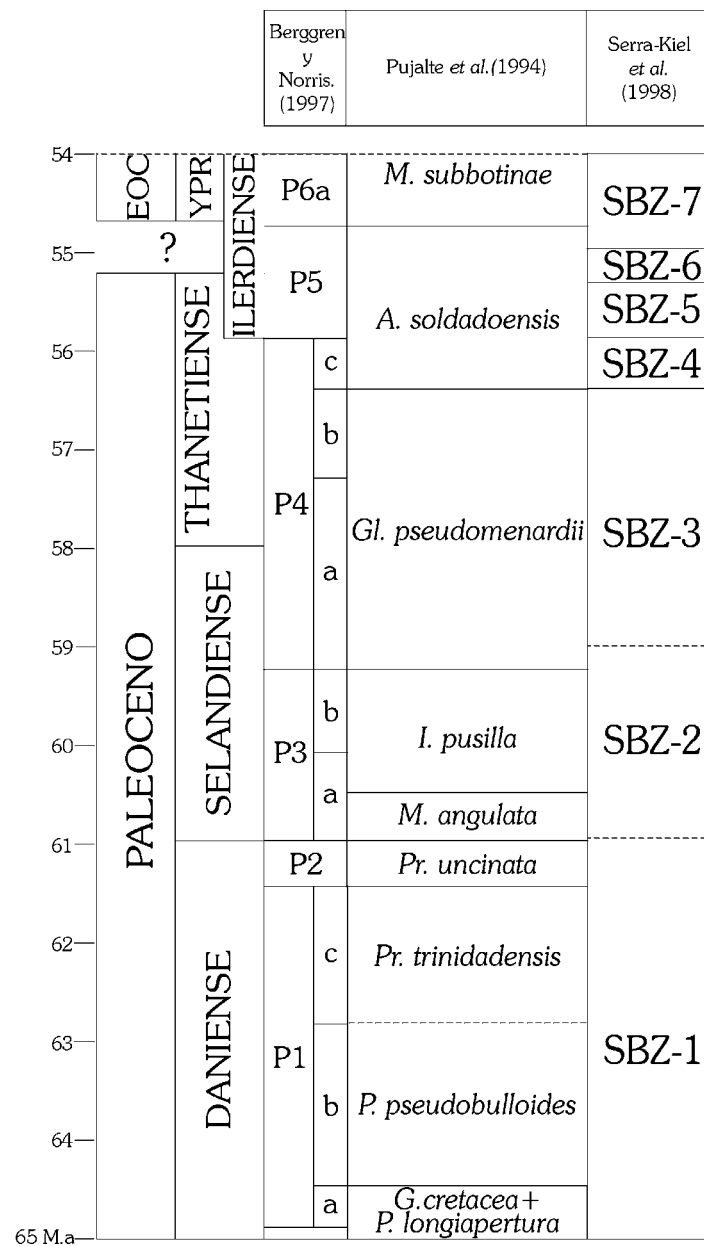


Figura 4.2. Esquema en el que se correlaciona la biozonación con foraminíferos planctónicos utilizada en este trabajo con las biozonas de foraminíferos planctónicos de Berggren y Norris (1997) y las biozonas de foraminíferos bentónicos someros seguida en este trabajo. Modificado de Serra-Kiel *et al.* (1998), Berggren y Norris (1997) y Orue-Etxebarria *et al.* (2001), y Baceta (com. pers). Escala de tiempos tomada de Berggren y Norris (1997).

La primera biozona de foraminíferos planctónicos del Paleoceno no se ha llegado a reconocer en ninguna de las secciones analizadas en este trabajo. Esto podría deberse a que no se obtuvo muestra del nivel apropiado (el espesor de los sedimentos incluidos en esta biozona suele ser muy reducido) o bien por un problema en la preparación de los levigados.

Para el Terciario inferior en facies marinas más someras, de plataforma interna, se ha seguido la biozonación propuesta por Serra-Kiel *et al.* (1998) basada en foraminíferos macrobentónicos (SBZ *Shallow Benthic Zones*) (fig. 4.2).

En la figura 4.2 se plantea la correlación de las biozonas de foraminíferos planctónicos que se ha seguido en el trabajo con las biozonas de foraminíferos planctónicos propuesta por Berggren y Norris (1997), así como con las SBZ de Serra-Kiel *et al.* (1998).

5. AFLORAMIENTOS

5. Afloramientos

En el área de estudio se han analizado en detalle catorce secciones estratigráficas, que se han complementado con secciones parciales de detalle y afloramientos complementarios.

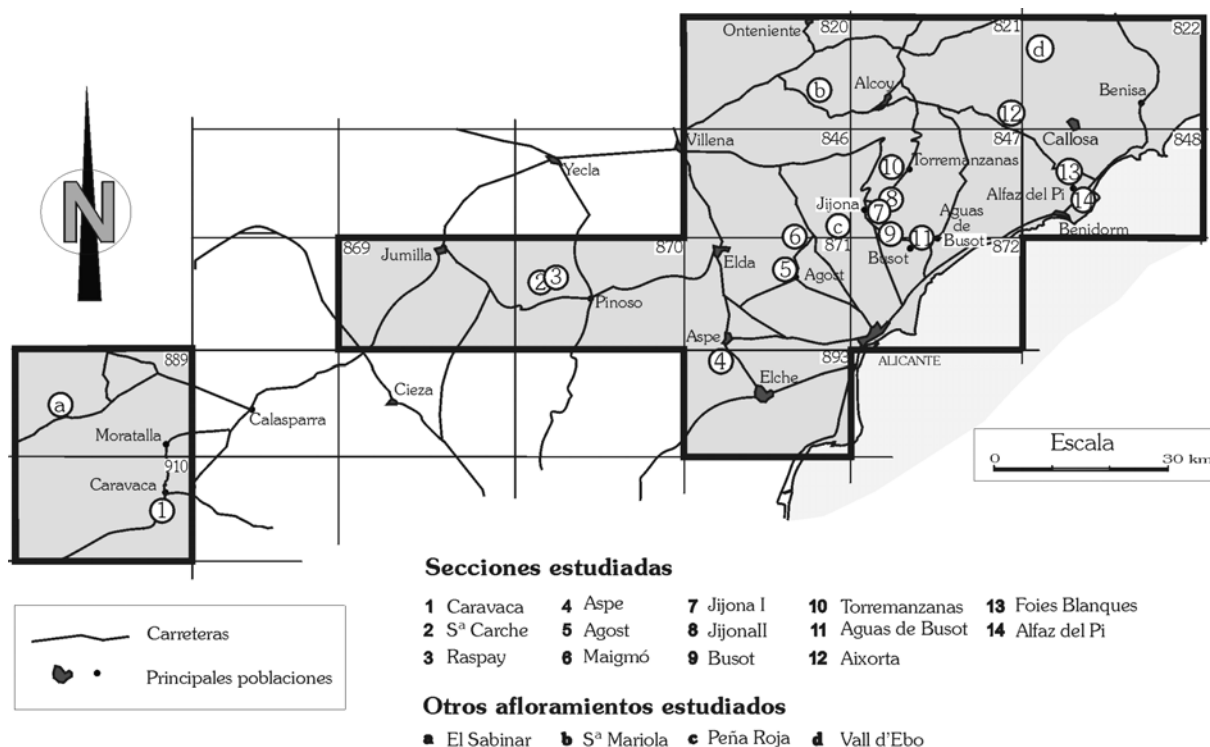


Figura 5.1. Localización de las secciones analizadas en esta memoria.

A continuación, se describirán las secciones estudiadas (fig. 5.1) siguiendo un orden que correspondería a su paleoposición dentro de la cuenca durante el intervalo temporal analizado, comenzando por aquellos sectores más noroccidentales (más internos paleogeográficamente) y concluyendo con los sectores más meridionales (más externos, desde un punto de vista paleogeográfico).

Para cada uno de los afloramientos se realizará una descripción general de las sucesiones analizadas, ilustrada con las columnas estratigráficas de detalle que se han levantado. Posteriormente, se describirán las características sedimentológicas de cada una de las unidades litoestratigráficas diferenciadas, siguiendo un orden cronológico por unidades. A continuación, siguiendo también un orden cronológico, se describirá la bioestratigrafía de las unidades y se discutirá el significado biocronoestratigráfico de las asociaciones fósiles reconocidas. Seguidamente, se analizarán las discontinuidades identificadas en las sucesiones, estableciéndose su relación con eventos regionales/locales, y, para finalizar, se discutirá la evolución vertical para ese sector de la cuenca durante el intervalo temporal estudiado.

5. AFLORAMIENTOS

- 5.1. Sector Sierra del Carche
- 5.2. Sector Sierra del Maigmó
- 5.3. Sector Sierra de Aixorta
- 5.4. Sector de Jijona – Busot – Torremanzanas
- 5.5. Sector de Aguas de Busot
- 5.6. Sector Alfaz del Pi - Foies Blanques

5.7. Sector de Aspe

5.8. Sector de Agost

5.9. Sector de Caravaca

5.1. Sector Sierra del Carche

La Sierra del Carche (Jumilla) ocupa el sector occidental de la hoja n° 870 (Pinoso) a escala 1:50.000 y se extiende en la hoja n° 869 (Jumilla). La estructura de la Sierra del Carche consiste en un anticlinal cuyo flanco septentrional está muy reducido, fracturado, invertido y cabalgado hacia el norte, mientras que el flanco meridional muestra ampliamente materiales del Cretácico Superior al Mioceno superior, cuyos buzamientos se van verticalizando hacia el sur. Desde un punto de vista paleogeográfico, el Carche formaba parte de la denominada “Franja Anómala” (Azema *et al.* 1979a, Martínez del Olmo *et al.* 1982). Los materiales analizados en esta sierra tienen una edad que abarca desde el Santoniense terminal al Eoceno inferior (Ilerdiense). Constituyen una serie de 120 metros de espesor que aflora extensamente en la parte meridional de la sierra.

Se han estudiado dos secciones en la Sierra del Carche: una sección más completa, próxima al Collado de la Cueva del Cachorro, y otra sección, que ha servido para completar a la anterior, en las cercanías del caserío de Casas de Raspay (fig. 5.1.1). La primera de ellas es la sección de Cueva del Cachorro y la segunda se ha denominado Raspay. Las coordenadas (Lambert) de cada una de las secciones son:

Columna Cueva del Cachorro: base (x=821,6; y=428,5) y techo (x=831,5; y=428,2)

Columna Raspay: base (x=823,3; y=429,1) y techo (x=823,3; y=428,8)

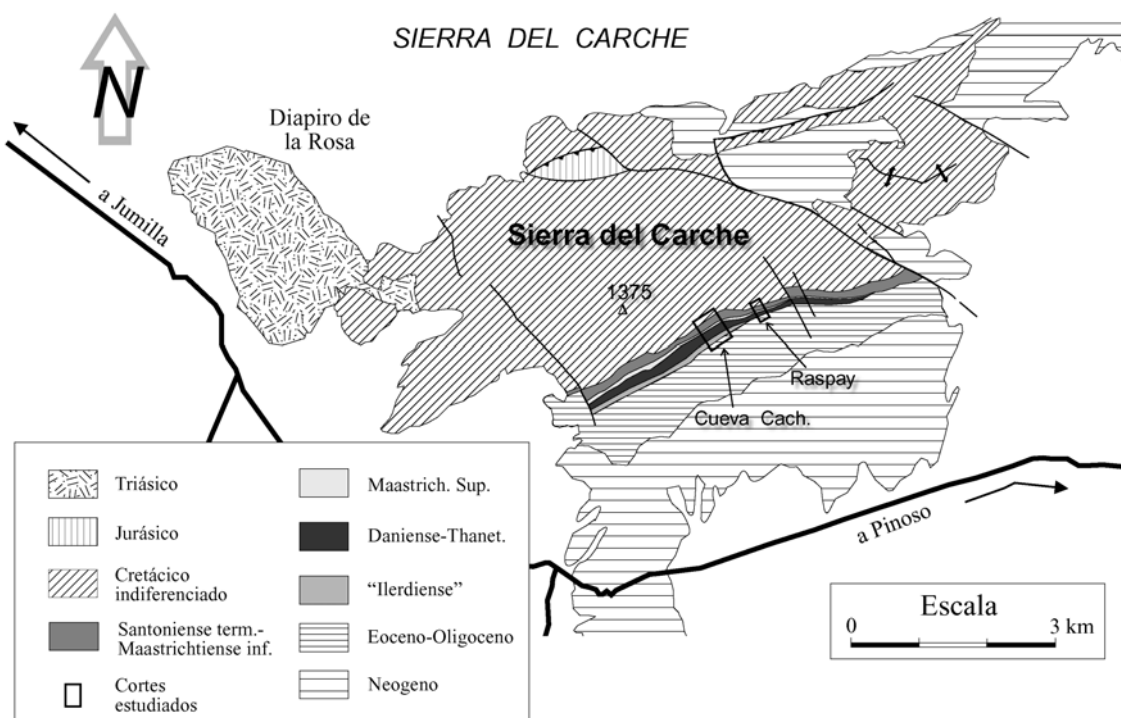


Figura 5.1.1. Esquema de situación de las secciones estudiadas en la Sierra del Carche. Mapa geológico basado en Gallego *et al.* (1981). Modificado de Chacón y Martín-Chivelet (1999).

La sucesión analizada (Santoniense terminal-Eoceno inferior) se apoya sobre la Formación Dolomías de Alatoz (Cenomaniense inferior *p.p.* – medio *p.p.*, Martín-Chivelet, 1992), la cual se presenta como una potente serie de dolomías oscuras estratificadas en bancos decimétricos a métricos mal definidos. A techo, la formación puede preservarse sin dolomitizar, presentándose entonces como calizas blancas y masivas, biomicríticas, ricas en foraminíferos bentónicos (orbitolínidos y prealveolinas) y con bioconstrucciones de rudistas, que reflejan unas condiciones sedimentarias de plataforma interna.

Sobre esta unidad se apoya la Formación Carche, quedando entre ambas unidades una laguna sedimentaria que abarca desde el Cenomaniense medio *p.p.* al Santoniense superior.

La **Formación Carche** (Campaniense-Maastrichtiense inferior) constituye una serie muy homogénea en la que alternan niveles más y menos margosos de calizas, que dan en general poco resalte y que contrastan de forma bastante marcada con las dolomías oscuras de la Formación Alatoz sobre las que se apoyan. Esta unidad presenta un espesor de 60 metros (fig. 5.1.2 A y B). Su límite superior lo constituye la discontinuidad del Maastrichtiense *medio* que la separa de la Fm. Margas de Raspay.

La **Formación Raspay** (Maastrichtiense superior) está constituida esencialmente por margas cuyo contenido en carbonato aumenta hacia techo, de modo que el último metro de la unidad está representado por calizas a calizas margosas. Debido al carácter fundamentalmente margoso de la unidad, ésta ofrece poco relieve en el terreno y se presenta como una pequeña vaguada entre la unidades infra y suprayacente. Esta unidad presenta un espesor de 12,5 metros (fig 5.1.2 B y C y fig. 5.1.3 B). Se apoya sobre los carbonatos moderadamente ferruginizados de la parte superior de la Fm. Carche y queda limitada a techo por un *hardground* representado por una superficie intensamente mineralizada, perforada y colonizada por organismos bentónicos, que separa esta unidad de la unidad suprayacente (fig 5.1.2 C y 5.1.3 B).

Fosilizando el *hardground* desarrollado a techo de la Formación Raspay, se encuentran las calizas blancas a beige de la **formación La Alberquilla** (Paleoceno). Esta unidad destaca sobre las calizas margosas y ligeramente nodulares ocreas de la Fm. Raspay, no sólo porque ofrece un mayor resalte, sino también por su color más claro y porque presenta una estratificación más fina en su base. En la sección de la Cueva del Cachorro, esta unidad paleocena presenta un espesor de 30 metros (fig. 5.1.2 C) y en su techo se reconoce una discontinuidad que la separa de los materiales de la formación Pinoso. En la Sierra del Carche, el espesor de la fm. La Alberquilla, al igual que el de la formación Pinoso, disminuye de O a E, como resultado de una etapa erosiva de edad intra-eocena (ver fig. 5.1.1). Así, debido a que la sección de Raspay ocupa una posición algo más oriental que la de Cueva del Cachorro, en Raspay sólo aflora la parte inferior de la formación La Alberquilla, que queda cubierta directamente por las margas verdes del Eoceno.

En la sección de la Cueva del Cachorro, sobre los depósitos de la fm. La Alberquilla se apoya la **formación Pinoso** (Ilerdiense). Ésta muestra un carácter rítmico, dado por la alternancia de calizas arenosas ocreas y margas verdosas que contrastan notablemente sobre las calizas masivas y blancas de la fm. La Alberquilla. Esta unidad sólo se ha reconocido en la sección de la Cueva del Cachorro, donde presenta un espesor mínimo de 20 metros (fig. 5.1.2 D). Este espesor ha de considerarse como un espesor mínimo, ya que el techo de la unidad está marcado por una discordancia erosiva.

El techo de las dos secciones está formado por las margas verdes de edad Eoceno que recubren discordantemente los depósitos previos. Son margas bastante arcillosas, ricas en foraminíferos planctónicos, bentónicos, bivalvos y placas de equinodermos.

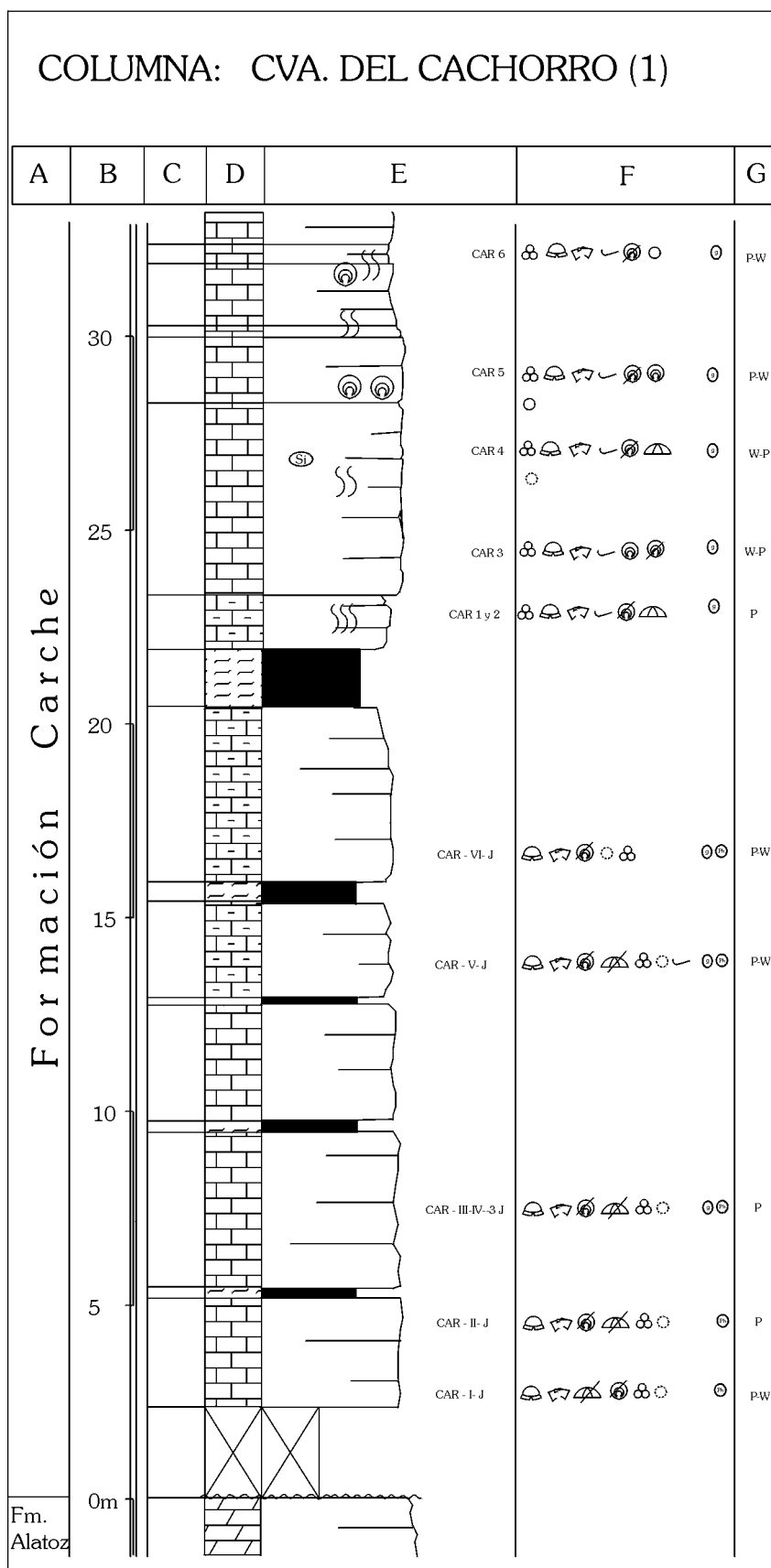


Figura 5.1.2.A. Columna estratigráfica de Cueva del Cachorro (continúa). Ver fig. 1.4.2 para leyenda.

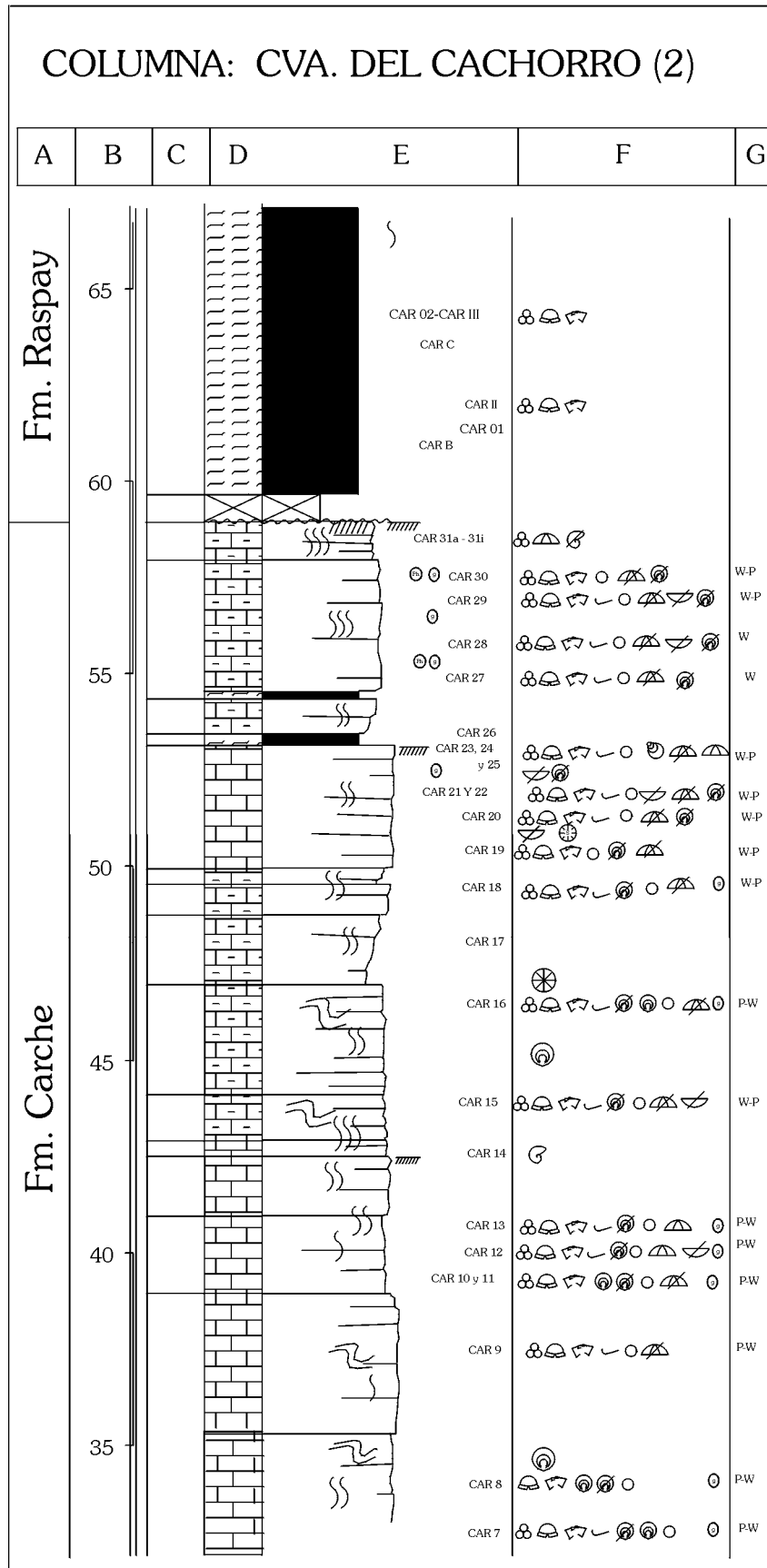


Figura 5.1.2.B Columna estratigráfica de Cueva del Cachorro (continúa).

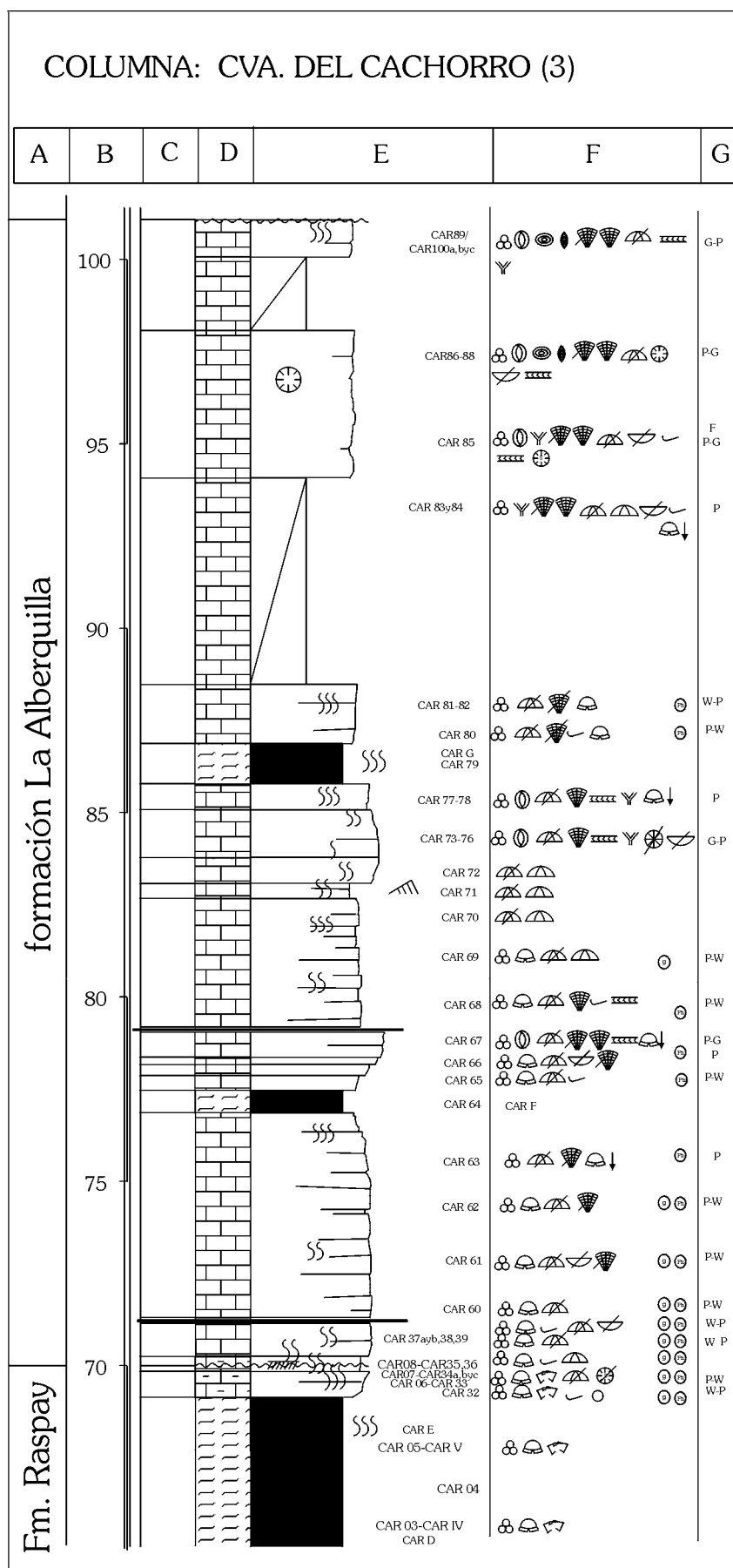


Figura 5.1.2.C Columna estratigráfica de Cueva del Cachorro (continúa).

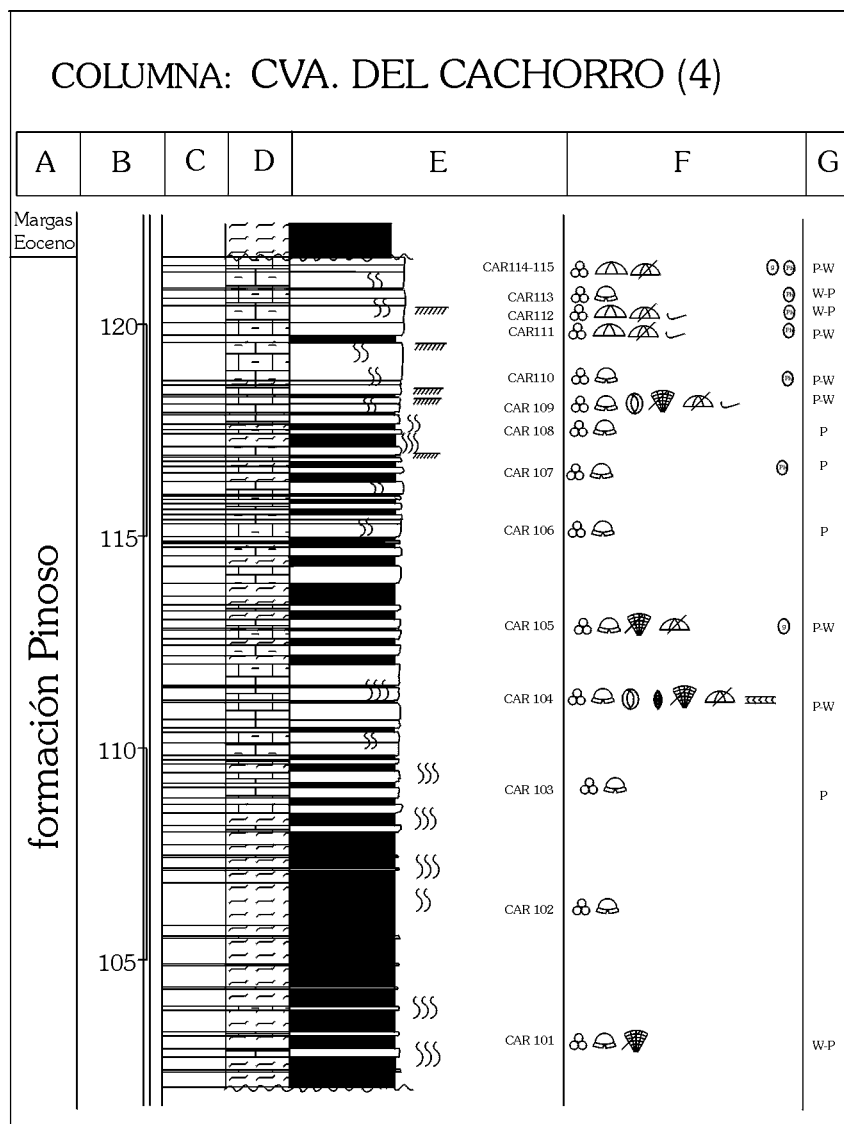


Figura 5.1.2 D. Columna estratigráfica de Cueva del Cachorro (continuación y final).

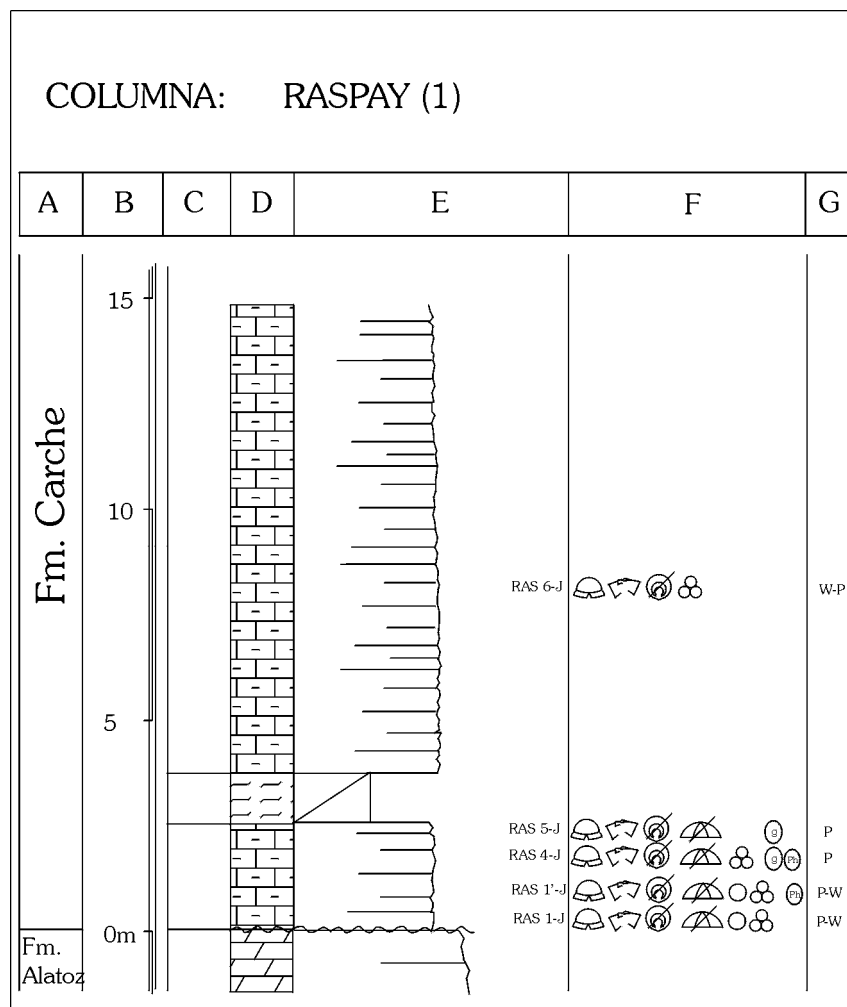


Figura 5.1.3 A. Columna estratigráfica de la sección Raspay. Parte inferior de la serie.

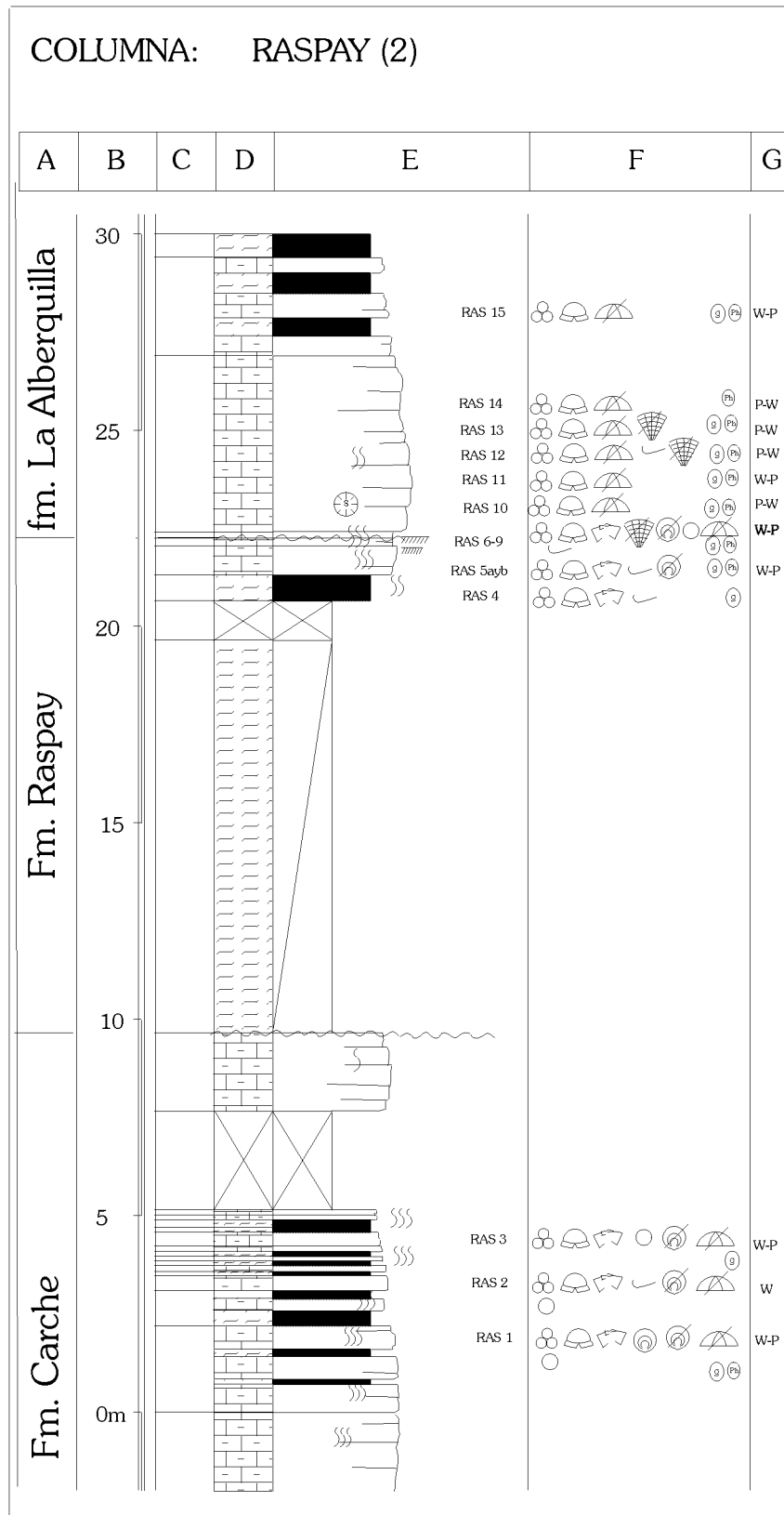


Figura 5.1.3 B. Columna estratigráfica de la sección Raspay. Parte superior de la serie.

5.1.1. Sedimentología

Formación Carche

Unidad de aspecto muy homogéneo constituida por calizas y calizas margosas beige claro, entre las que se intercalan pequeños niveles margosos de color blanquecino (fig. 5.1.4.).



Figura 5.1.4. Aspecto en campo de la Fm. Carche. (Foto J. Martín)

Los materiales de esta unidad se incluyen en una única asociación de facies, característica de ambientes de plataforma externa carbonatada. Esta asociación está formada por dos facies, una correspondiente a los tramos más margosos y otra a los tramos más carbonáticos, cuyas características se resumen en la fig. 5.1.5.

A	B	C	D	E	F
Fm. Carche	Plataforma ext. carbonatada	A.1	* * * Calizas y calizas margosas <i>wackestone a packstone</i> (g) (Ph)	2%-5%	
		A.2	* Margas blancas		

Figura 5.1.5. Características de las dos facies que forman la asociación de facies de plataforma externa reconocida para la Formación Carche. A) Unidad. B) Medio sedimentario. C) Siglas de la facies. D) Denominación de la facies y abundancia relativa (en función al número de asteriscos, de modo que un asterisco supone una abundancia baja, dos, moderada y tres, alta) y contenido en glauconita y en fosfatos. E) Contenido en terrígenos (cuarzo) y F) Contenido fósil y grado de bioturbación (ligera, moderada o intensa).

Asociación de facies de plataforma externa carbonatada.

Dentro de esta asociación de facies, la facies A.1 (fig. 5.1.6 A y B) está constituida por calizas y calizas margosas, de color beige claro, mal estratificadas en bancos decimétricos y frecuentemente nodulares. La estructura sedimentaria más abundante es la bioturbación, que

puede ser de ligera a intensa, formada por tubos (*burrows*) de diferente grosor y orientación. Se trata de biomicritas intraclásticas con textura *wackestone* a *packstone*, de grano fino, con proporciones pequeñas y variables (2-5%) de granos de cuarzo de tamaño limo a arena muy fina. Allí donde la bioturbación es menor, las biomicritas pueden presentar cierta laminación horizontal muy fina, provocada por la orientación preferente de bioclastos. Algunos tramos aparecen algo ferruginizados.

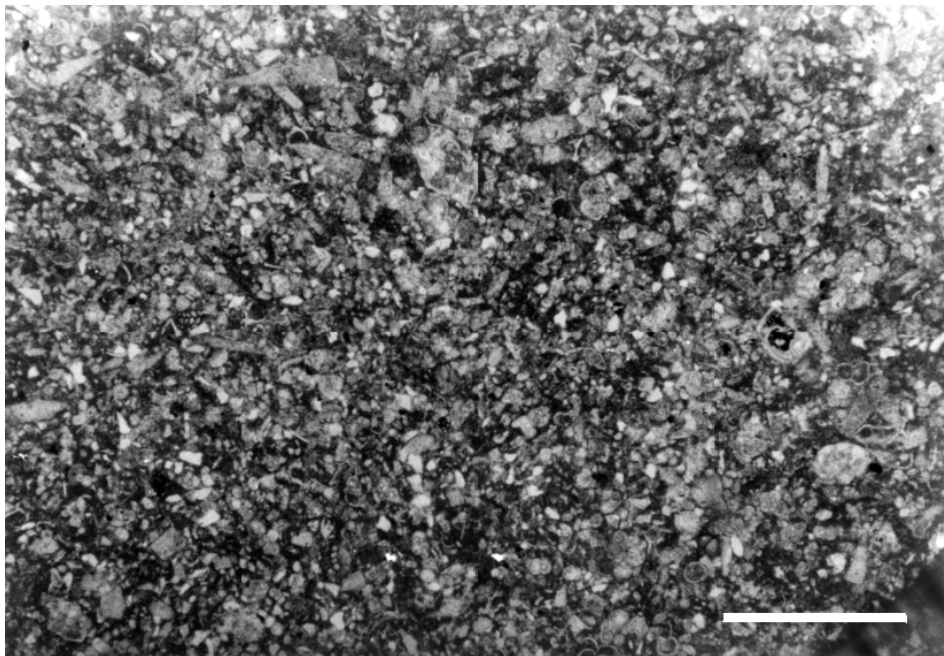


Figura 5.1.6. **A.** Aspecto general de las biomicritas de grano fino, con abundantes foraminíferos planctónicos, prismas de inocerámidos y calciesferas de la facies A.1. Escala gráfica: 1mm.



Figura 5.1.6. **B.** Facies A.1. Tubo de bioturbación con relleno micrítico rico en calciesferas de muy pequeño tamaño. Escala gráfica: 1mm.

Entre el contenido fósil de esta facies destaca la presencia de inocerámidos y equinoideos, entre los que abundan los ejemplares del género *Echinocorys*. También se encuentran, en menor medida, ammonoideos, así como algunos restos de huesecillos y dientes

de peces. Entre los microfósiles destaca la presencia de foraminíferos planctónicos, tanto carenados como globosos, y de algunos foraminíferos bentónicos de pequeño tamaño y pared de diversa composición, aunque predominan los aglutinados calcáreos y de terrígenos, característicos de aguas marinas abiertas y relativamente profundas, así como de calciesferas y ostrácodos. La relación P/B es elevada (superior siempre al 75%). El grado de conservación de los restos fósiles es bueno a medio, con evidencias de bioerosión, fundamentalmente en los foraminíferos bentónicos calcáreos, fragmentación, básicamente en los equinoideos y los inocerámidos, y micritización. Algunos fósiles aparecen glauconitizados. También aparece glauconita autigénica en forma de rellenos de cavidades en los caparazones de los foraminíferos.

Los intraclastos, aunque no muy abundantes, son de composición micrítica o biomicrítica, con idéntica textura que la facies que los engloba. Ocasionalmente se encuentran pequeños cantos fosfáticos.

La facies A.2 está formada por margas de color blanco a beige claro, que aparecen en niveles poco potentes, que oscilan entre los escasos centímetros y varios decímetros de espesor, intercalados entre las calizas y calizas margosas de la facies A.1. Están muy bioturbadas y bastante alteradas diagenéticamente.

Su contenido fósil incluye abundantes fragmentos y prismas sueltos de conchas de inocerámidos, así como numerosos foraminíferos planctónicos, fundamentalmente carenados, foraminíferos bentónicos de pequeño tamaño, con pared calcárea y aglutinada —tanto calcárea como de terrígenos—, y algunos ostrácodos. La relación entre los foraminíferos planctónicos y los bentónicos (P/B) es variable, aunque siempre superior al 60%. El grado de conservación general de los restos fósiles es medio a bajo. Los restos peor conservados son los foraminíferos planctónicos, que suelen estar muy recrystalizados, y los inocerámidos, también algo recrystalizados y fragmentados. Los foraminíferos bentónicos y los ostrácodos, aunque algo recrystalizados, están mejor conservados.

Interpretación ambiental

La asociación fósil que caracteriza esta unidad indica que la sedimentación tuvo lugar en condiciones marinas normales. Los equinoideos, bastante abundantes, son organismos estenotópicos que necesitan unas condiciones de oxigenación y salinidad normales para su desarrollo. Los foraminíferos bentónicos que poblaban estos fondos y la bioturbación confirman que se trataba de un medio marino bien oxigenado. Respecto a la paleobatimetría, los foraminíferos bentónicos permiten hacer una primera aproximación. Éstos indican que la sedimentación de esta unidad tuvo lugar en condiciones neríticas externas a batiales superiores (100 a 500m), de acuerdo con las estimaciones paleobatimétricas de Sliter y Baker (1972), Nyong y Olsson (1984) y van Morkhoven *et al.* (1986). Los equinoideos permiten afinar un poco más la batimetría de estos depósitos. Todos los especímenes se incluyen en el género *Echinocorys*, que se suele asociar con depósitos de plataforma, con batimetrías relativamente profundas, entre los 40-50 m y los 200(?) m (Dr. Jaume Gallemí, comunicación personal). La ausencia de organismos fotosintéticos o de organismos con simbiontes fotosintéticos indicaría que el depósito de esta unidad tuvo lugar por debajo de la zona eufótica que, de acuerdo con Sturrock (1996), se sitúa a profundidades superiores a los 150 m. De este modo, atendiendo a todos los criterios paleobatimétricos considerados, estos depósitos se formaron a profundidades entre los 150 – 200 m. La presencia de glauconita en el interior de las cámaras de algunos foraminíferos y de restos fósiles glauconitizados se explica como resultado del reemplazamiento del carbonato cálcico de la matriz micrítica de los rellenos y de la concha de algunos fósiles por glauconita. Aunque la glauconita suele considerarse como el resultado del reemplazamiento diagenético de silicatos (Hower, 1961; McRae, 1973), hay trabajos en los que se cita la presencia de glauconita a partir del reemplazamiento de carbonatos (Cayeux, 1935; McRae, 1973). Al parecer, la glauconitización en los carbonatos afecta preferentemente a los materiales microcristalinos y a los constituidos por calcita menos estable (Kennedy y Garrison, 1975). Es por ello que los rellenos micríticos y las conchas de calcita rica en magnesio o de aragonito suelen aparecer glauconitizados, mientras que el resto permanece sin reemplazar. La formación de

glauconita y de fosfatos suele estar asociada a velocidades de sedimentación relativamente bajas en medios oxidantes ricos en materia orgánica.

Los materiales de esta unidad están afectados por una bioturbación bastante intensa, que provocó la homogeneización de estos depósitos y que sería responsable, posiblemente, de que no se reconozca una ritmicidad clara en esta unidad.

El hecho de que las texturas *packstone* sean bastante abundantes dentro de esta unidad, así como la presencia de intraclastos micríticos y de una fina laminación, indicarían procesos tractivos relacionados con corrientes que lavaron y retrabajaron estos depósitos.

El ambiente de depósito de esta unidad se interpreta como típico de una plataforma externa carbonatada, con fondos oxigenados, por debajo del nivel de base del oleaje y por debajo de la zona eufótica.

Todas estas condiciones se mantuvieron bastante homogéneas durante la sedimentación de toda la unidad. La única variación queda registrada en la proporción de material terrígeno en suspensión del medio, que podría estar relacionada con variaciones climáticas y/o con variaciones en el nivel relativo del mar.

Formación Raspay

Se trata de una unidad formada fundamentalmente por margas que muestran diferentes tonalidades. Los primeros 3 m están representados por margas verdes muy plásticas, seguidos por otros 2,5 m de margas ocre y finalmente por 6 m de margas blanco-grises más ricas en carbonato. El techo de la unidad está formado por calizas margosas de tonos ocre muy bioturbadas (ver fig. 5.1.2C).

Para esta unidad se ha reconocido una asociación de facies que caracteriza las zonas externas de una plataforma mixta, carbonatado-siliciclástica. Las facies que forman esta asociación son tres: una primera correspondiente a los metros iniciales de margas plásticas verdosas a ocre, otra en las margas blanco-grises más ricas en carbonatos, y una tercera en el último tramo calizo (fig. 5.1.7). Estas tres facies se reemplazan en la vertical a lo largo de la unidad.





A	B	C	D	E	F
Fm. Raspay	Plataforma externa mixta	B.1	* * * Margas verdes a ocre		 ↑ P/B
		B.2	* * Margas blanco-grises.		 ↑ P/B
		B.3	* * Biomicritas <i>wackestone-packstone</i> 	< 5%	

Figura 5.1.7. Características de las tres facies de la asociación de plataforma externa mixta identificada para la Formación Raspay. Ver figuras 1.4.2 B y 5.1.5. para leyenda.

Asociación de facies de plataforma externa mixta

La facies B.1 es la más abundante. Está constituida por margas verdes a ocre, masivas y plásticas, que están afectadas por una bioturbación ligera en todo su espesor. Los minerales de la arcilla presentes en esta facies son, en orden decreciente de importancia: illita, illita-esmectica, clorita y, por último, caolinita.

Su contenido fósil está constituido por pequeños fragmentos de equinodermos y de bivalvos, entre los que se reconocen escasos prismas de inocerámidos, así como abundantes microfósiles. Entre estos últimos cabe destacar por su abundancia los foraminíferos planctónicos (fundamentalmente carenados) y los foraminíferos bentónicos de pequeño tamaño (básicamente de pared aglutinada de terrígenos y calcárea), acompañados por algunos ostrácodos. La relación entre los foraminíferos planctónicos y los bentónicos (P/B) es alta (superior al 70%). El grado de conservación de los restos fósiles es variable. Mientras que los macrofósiles están desarticulados y, a menudo, fragmentados, los microfósiles muestran un grado de conservación de bueno a muy bueno.

La facies B.2 está formada por margas blanco-grises, más ricas en carbonato y menos plásticas que las margas de la facies B.1. Muestran una bioturbación de ligera a moderada que se aprecia más claramente que en la facies anterior y se reconoce como pequeños tubos de relleno más carbonatado.

Presenta un contenido fósil muy similar al de la facies anterior, con fragmentos de equínidos y de bivalvos, así como numerosos foraminíferos planctónicos, con predominio también de las formas ornamentadas con carenas, abundantes foraminíferos bentónicos (de pequeño tamaño y paredes aglutinadas y calcáreas) y algunos ostrácodos. Los foraminíferos planctónicos siguen siendo más abundantes que los bentónicos, de modo que la relación P/B se mantiene alta (también superior al 70%).

La facies B.3 corresponde a los niveles más carbonáticos, formados por calizas y calizas margosolimosas, de color ocre-amarillento y de aspecto algo nodulizado. Están afectadas por una bioturbación muy intensa, que enmascara las posibles estructuras sedimentarias previas, formada por tubos que cortan estos materiales con cualquier orientación. Se trata de biomicritas *wackestone* a *packstone* de tamaño de grano fino (fig. 5.1.8), con un contenido inferior al 5% en granos de cuarzo subangulosos, de tamaño limo a arena fina. Respecto a las facies anteriores, destaca el aumento en el contenido en carbonatos, su color amarillento, debido probablemente a la presencia de óxidos de Fe, y la intensa bioturbación.

De su contenido fósil destacan los restos de equínidos y algunos prismas de inoceramidos. En cuanto a los microfósiles, destacan los foraminíferos planctónicos, que muestran una gran variedad de especies, tanto de formas carenadas como globosas, y los foraminíferos bentónicos, especialmente los aglutinados de terrígenos. Acompañando a los foraminíferos, son comunes los ostrácodos y ocasionales las calciesferas. Esta asociación fósil se hace algo más variada hacia techo, así, las muestras son ricas en foraminíferos planctónicos (predominando las formas planctónicas globosas frente a las formas carenadas), en foraminíferos bentónicos (fundamentalmente aglutinados de terrígenos), en restos de equinodermos, fragmentos de briozoos y ostrácodos. La relación P/B para el conjunto de esta facies es alta (superior al 70%). El grado de conservación del contenido fósil en esta facies es también variable, aunque en general se considera bueno. Los restos de macrofósiles están fragmentados y, a veces, abrasionados. Los microfósiles, por el contrario, muestran un mejor grado de conservación. Rellenando el interior de las cámaras de algunos foraminíferos se ha reconocido glauconita y óxidos de hierro.

La facies incluye pequeños cantos de glauconita y, también, aunque más escasos, cantos de composición fosfática, que suelen englobar pequeños bioclastos. Asociado a esta facies aparece un *hardground* que supone el techo de la unidad y que se describe en detalle en el apartado 5.1.3.

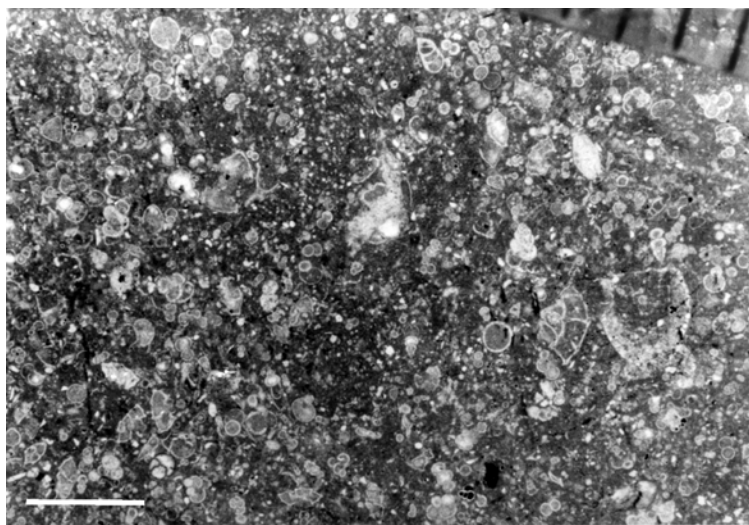


Figura 5.1.8. Facies B.3. de la Fm. Raspay al microscopio. Obsérvese cómo el interior de las cámaras de algunos foraminíferos aparece relleno de óxidos, así como la presencia de abundantes foraminíferos planctónicos carenados, junto con algunos foraminíferos bentónicos aglutinados de terrígenos. Escala gráfica: barra inferior 1mm.

Interpretación ambiental

El ambiente de formación de estos materiales se interpreta como de plataforma externa mixta, carbonatado – siliciclástica, con abundante material arcilloso en suspensión, a excepción de los términos superiores, netamente carbonáticos.

Las facies dominantes (B.1 y B.2) dentro de la asociación caracterizan un medio poco agitado, en el que predominaba la decantación de material fino. La gran abundancia de arcillas indica una importante carga siliciclástica en suspensión en el medio. Este sedimento en suspensión aumentó la turbidez, disminuyendo la profundidad de penetración de la luz solar y, por tanto, la profundidad de la zona fótica. La ausencia de organismos fotosintéticos en esta facies vendría a corroborar este punto. Por otra parte, las ricas asociaciones de foraminíferos bentónicos incluidas en esta facies, nos indican que los fondos estaban bien oxigenados. En cuanto a la paleobatimetría de estos primeros depósitos de la unidad, dichas asociaciones de foraminíferos bentónicos apuntan un medio nerítico externo a batial superior, lo que supondría profundidades que oscilan entre los 100 y los 200-500 metros, según Nyong y Olsson (1984), van Morkhoven *et al.* (1986) y Schnack (2000).

El techo de la unidad (facies B.3), con un escaso contenido en arcillas, caracteriza un ambiente con aguas progresivamente más limpias. La facies no incluye organismos fotosintéticos, lo que nos lleva a pensar que esta facies se sedimentó por debajo de la zona fótica. La abundante fauna bentónica incluida en esta facies, con numerosos foraminíferos bentónicos y algunos equinoideos, sugiere fondos bien oxigenados. Entre estos foraminíferos bentónicos se han reconocido numerosos ejemplares de *Navarella joaquini* (aglutinado de terrígenos), especie que comúnmente se encuentra asociada con macroforaminíferos bentónicos característicos de aguas más someras. La presencia de esta especie, que empieza a ser bastante abundante hacia techo, junto con la entrada de materiales de aguas someras, indica que la paleobatimetría de esta facies B.3 era algo inferior a la de las facies B.1 y B.2. La glauconita y los fosfatos son minerales autigénicos que se forman durante la diagénesis temprana en fondos marinos oxigenados con materia orgánica en los que reinan tasas de sedimentación relativamente bajas. Para el conjunto de la Fm. Raspay, se reconoce un aumento en el contenido en carbonato y una somerización hacia techo, acompañada de un claro aumento en la bioturbación, mucho más patente en los depósitos calizomargosos de la parte alta de la unidad. Estos depósitos de techo muestran un importante aumento hacia techo en la bioturbación y en la mineralización en glauconita, fosfatos y óxidos y un aspecto muy nodular, lo que reflejaría una disminución en la velocidad de sedimentación, relacionada con el desarrollo del *hardground* a techo de esta unidad (ver apartado 5.1.3).

Formación La Alberquilla

En esta unidad de carácter eminentemente carbonático, se han reconocido dos asociaciones de facies: una asociación de facies de plataforma externa y una asociación de facies de plataforma interna carbonatada que caracteriza un complejo arrecifal.

Asociación de facies de plataforma externa

Dentro de esta asociación se han diferenciado dos facies, la facies C.1 y la facies C.2 (fig. 5.1.9).

A	B	C	D	E	F
fm. La Alberquilla	Plataforma externa	C.1	* * * Calizas W-P margosas y nodulares ↓ ⊕ ⊕	< 2%	⊕ ⊕ ⊕ ⊕ ⊕ ↑ P/B
	Plataforma externa proximal	C.2	* * * Calizas W-P ↑ ⊕ ⊕ ↑	2%-5%	⊕ ⊕ ⊕ ⊕ ⊕ ↑ P/B

Figura 5.1.9. Características de las facies diferenciadas en la asociación de facies de plataforma externa de la fm. La Alberquilla. Ver figuras 1.4.2 B y 5.1.5. para leyenda.

La facies C.1 está formada por calizas margosas de color beige a blanco, bien estratificadas, en bancos de potencia decimétrica a centimétrica, que suelen mostrar un aspecto nodular. La bioturbación que afecta a estos materiales es moderada, llegando a ser puntualmente intensa, y está formada por tubos (*burrows*) de diferente grosor. Se trata de biomicritas *wackestone* a *packstone* de grano muy fino (fig. 5.1.10), con proporciones siempre inferiores al 2% de granos de cuarzo, angulosos a subangulosos, de tamaño de grano arena muy fina a limo. Se ha observado una ligera ferruginización general en algunos tramos, que puede llegar a ser puntualmente bastante importante.

Del contenido fósil de esta facies cabe destacar la presencia de abundantes restos de equinoideos. Sin embargo, el contenido fósil de la facies está dominado por los microfósiles, fundamentalmente los foraminíferos planctónicos, junto con escasos foraminíferos bentónicos de pequeño tamaño y paredes aglutinadas calcáreas y calcáreas hialinas, y algunos ostrácodos. La relación entre los foraminíferos planctónicos y bentónicos es muy alta en esta facies (superior al 80%). El grado de conservación de los restos fósiles es bueno a muy bueno en general, aunque los equinoideos están algo fragmentados y los ostrácodos suelen estar desarticulados. El interior de las cámaras de algunos foraminíferos, tanto planctónicos como bentónicos, puede estar relleno de fosfato.

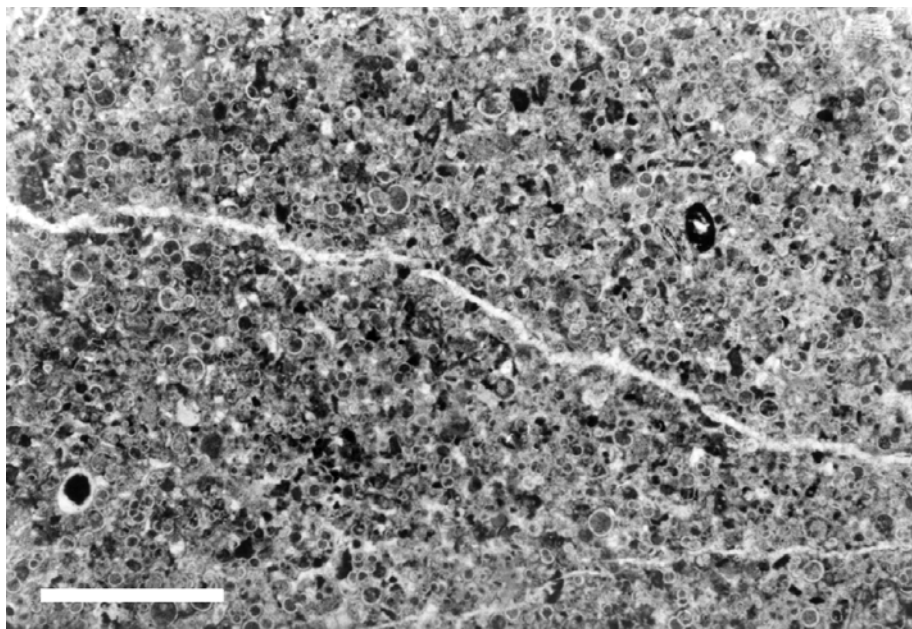


Figura 5.1.10. Facies C.1, de calizas de grano muy fino, con una asociación fósil muy bien conservada y dominada por foraminíferos planctónicos. Escala gráfica: 1 mm.

La facies C.2 está formada por calizas de color beige, finamente estratificadas, en bancos centimétricos a decimétricos. La única estructura sedimentaria que se reconoce es la bioturbación, de moderada a intensa, formada por gruesos tubos (*burrows*), similares a los de la facies anterior, con rellenos de tonos ligeramente más claros que los materiales circundantes. Texturalmente, se trata de biomicritas intraclásticas *wackestone* a *packstone* de grano fino (fig. 5.1.11), con un contenido en granos de cuarzo, angulosos a subredondeados y de tamaño de grano arena muy fina, algo superior al de la facies previa (de un 2 a un 5%).

Su contenido fósil está formado por restos de equinoideos, junto con escasos fragmentos de algas rojas, *Distychoplax biserialis* (*incertae sedis*) y abundantes microfósiles. Entre éstos últimos, al igual que en la facies anterior, destacan por su abundancia los foraminíferos planctónicos, de formas globosas a angulosas, así como algunos foraminíferos bentónicos, de paredes hialinas y aglutinadas calcáreas, y ostrácodos. La relación P/B sigue siendo alta en esta facies (superior al 70%). En general la conservación de los bioclastos es bastante buena, a pesar de que los equinoideos suelen estar algo fragmentados y las algas rojas fragmentadas y bastante micritizadas.

En ocasiones se han observado intraclastos de composición micrítica a biomicrítica, pequeños cantos de glauconita y de naturaleza fosfática y opacos.

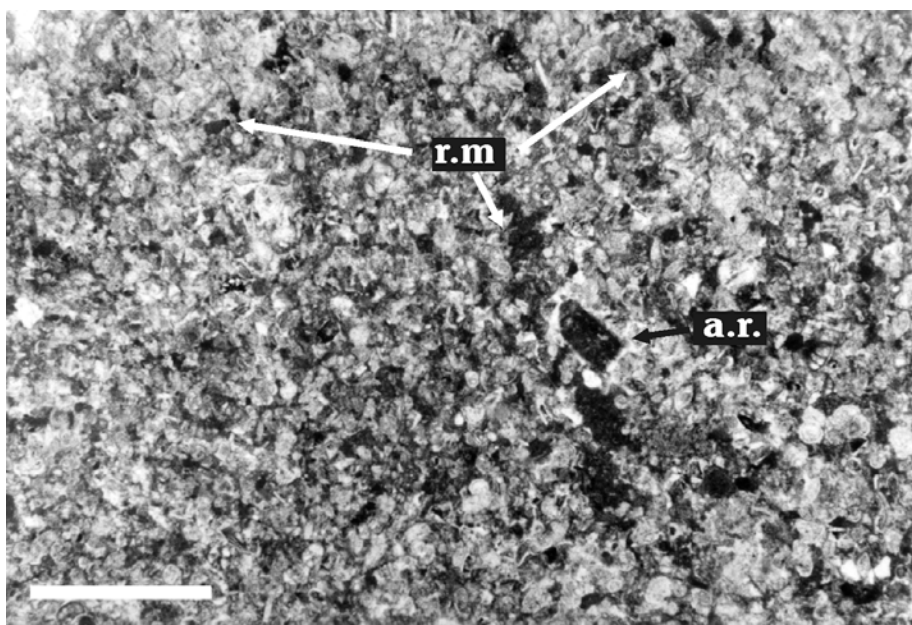


Figura 5.1.11. Facies C.2. de calizas de grano fino, algo más ricas en terrígenos, con restos micritizados (**r.m**) y restos procedentes de aguas más someras (algas rojas **a.r.**). Escala gráfica: 1 mm.

Asociación de facies de complejo arrecifal

Dentro de esta asociación se han descrito cuatro facies (facies C.3 – C.6), cuyas características principales se resumen en la fig. 5.1.12.





A	B		C	D		E	F	
fm. La Alberquilla	Complejo arrecifal	Frente arrecifal	C.3	* *	Calcarenitas bioclásticas arenosas P-G	(Ph) 5%-15%		↓ P/B
		Arrecife	C.4	* *	Calizas <i>framestone</i> de corales con matriz <i>packstone</i> bioclástica	< 1%		↓ P/B
		<i>Back-reef</i>	C.5	* *	Calizas bioclásticas P con rodofitas	< 5%		↓ P/B
		Zonas someras protegidas	C.6	* *	Margas			

Figura 5.1.12. Características de las facies observadas en la asociación de facies de complejo arrecifal de la fm. La Alberquilla. Ver figuras 1.4.2 B y 5.1.5. para leyenda.

La facies C.3 está constituida por calizas calcareníticas de color beige, estratificadas en bancos decimétricos de límites netos, en las que se reconoce laminación cruzada de riples muy tendida. Los materiales de esta facies están afectados por una bioturbación de ligera a intensa. Son calcarenitas *packstone* a *grainstone* de tamaño de grano arena media a gruesa (fig. 5.1.13), que incluyen un porcentaje de granos de cuarzo, y algunos feldespatos, angulosos a subangulosos, de tamaño arena fina a media, comprendido entre el 5 % y el 15 %. Sus componentes están claramente orientados, manifestando a pequeña escala las estructuras tractivas que se observan en campo. Algunos tramos están algo ferruginizados.

La facies es muy rica en algas rojas, enteras y fragmentadas (tanto incrustantes – posiblemente *Lithophyllum* – como articuladas), restos de equínidos y briozoos, restos de bivalvos y algunos restos de naturaleza fosfática de pequeños vertebrados. También se han identificado abundantes *Distychoplax biserialis*, peloides y algunos *pellets* fecales. Entre los microfósiles, destacan por su abundancia y variedad los foraminíferos bentónicos, con paredes hialinas, aglutinadas calcáreas y aporcelanadas, junto con algunos ostrácodos y, en menor

cantidad, foraminíferos planctónicos. La relación P/B es baja (en torno a un 20%). En general, el grado de conservación de los bioclastos es medio a bajo, con abundante desarticulación, fragmentación, abrasión y bioerosión. Frecuentemente, algunos bioclastos aparecen micritizados en su parte exterior y, a veces, también se han advertido envueltas microbianas alrededor de algunos clastos. Son frecuentes los intraclastos ricos en micrita, de formas angulosas a redondeadas, con bioclastos en su interior. Los fosfatos aparecen como pequeños cantos que pueden englobar pequeños bioclastos. También se reconocen minerales opacos.

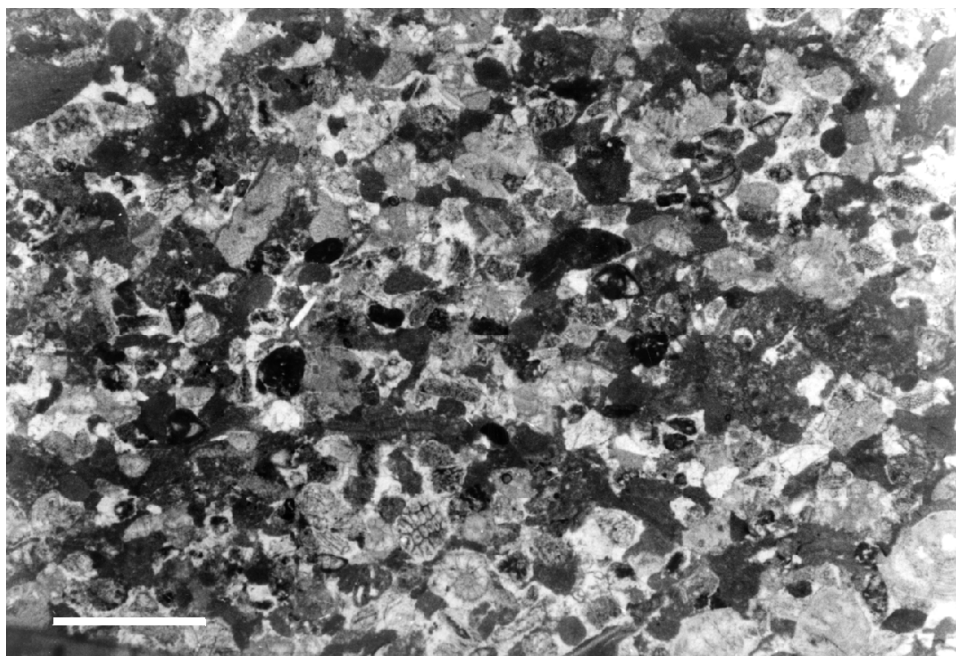


Figura 5.1.13. Facies C.3. Calcarenitas de grano medio a grueso, con restos fósiles bastante fragmentados, en las que se observan abundantes restos micritizados. Escala gráfica: 1 mm.

La facies C.4 está compuesta por calizas de color blanco y de aspecto masivo. Son biolititas *framestone* de corales coloniales, entre las que se reconoce una matriz bioclástica de textura *packstone*, de tamaño de grano arena media a gruesa, con proporciones muy pequeñas (siempre inferiores al 1%) de granos de cuarzo muy finos. En esta facies se distinguen fundamentalmente colonias de corales (en las que los coralitos no están separados entre sí), briozoos, algas rojas, restos de equínidos y de bivalvos, abundantes foraminíferos macrobentónicos (de pared aglutinada calcárea, hialina yaporcelanada) y ostrácodos (fig. 5.1.14).

A menudo se observan envueltas microbianas alrededor de algunos clastos, así como abundantes peloides. También se encuentran laminaciones microbianas recubriendo algunas zonas de las colonias de corales (fig. 5.1.15 A) y rellenos geopetales de algunas cavidades, quedando la parte inferior de la cavidad rellena de peloides y la parte superior por cemento esparítico (fig. 5.1.15 B). La relación P/B es baja (inferior al 10%). El estado de conservación del contenido fósil es medio a bueno, dependiendo del grupo fósil. Así, las algas rojas suelen estar fragmentadas y, a veces, micritizadas, los equínidos fragmentados y los bivalvos desarticulados y algo fragmentados, mientras que el resto suele estar mejor conservado.

La facies C.5 está representada por calizas de color blanco de aspecto bastante masivo. Son biomicritas *packstone* de grano medio a grueso, con un contenido moderado (siempre inferior al 5%) en granos de cuarzo. La facies incluye algunos intraclastos micríticos a biomicríticos.

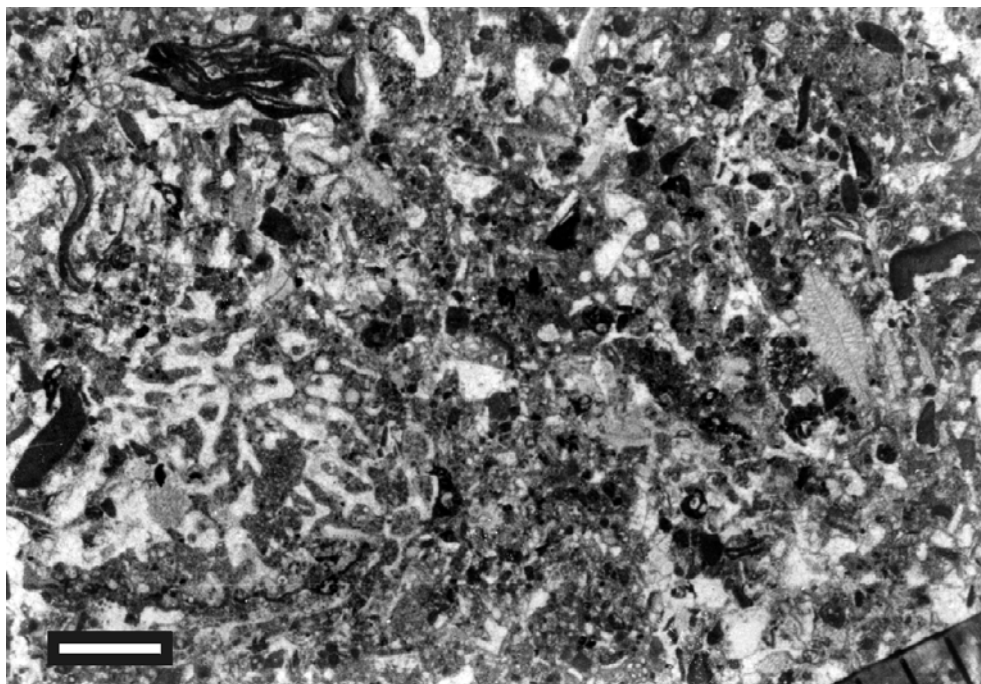


Figura 5.1.14. Matriz *packstone*, rica en foraminíferos macrobentónicos y algas rojas, y colonia de coral en la facies C.4. Escala gráfica: 1mm.

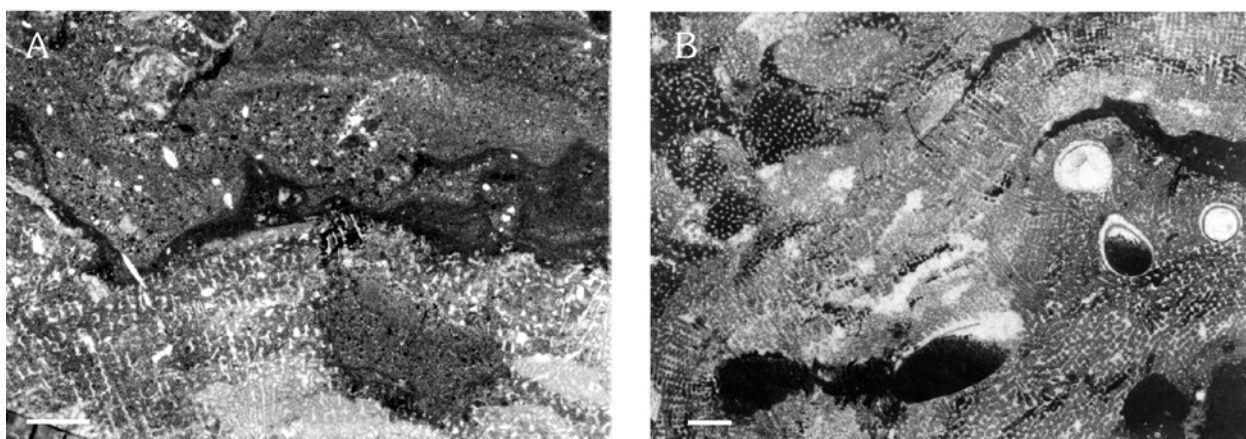


Figura 5.1.15. Facies C.4. de calizas bioconstruidas por colonias de corales. **A.** Recubrimiento por laminaciones microbianas de los corales coloniales. **B.** *Framestone* de corales con rellenos geopetales, peloides en la parte inferior de las cavidades y cementos esparíticos en su parte superior. Escala gráfica en ambos casos: 1mm.

Entre su contenido fósil destacan fundamentalmente las algas rojas (melobesoideas y corallinoideas), junto con otras algas (*Ethelia alba*), el “*incertae sedis*” *Distichoplax biserialis*, briozoos, restos de equínidos y de bivalvos y abundantes foraminíferos bentónicos (entre los que destacan los de pared aporcelanada). Son bastante frecuentes los crecimientos de algas alrededor de los bioclastos (fig. 5.1.16 A y B). En ocasiones se ha observado una alternancia de láminas de algas rojas y *Solenomeris* (otro taxón de difícil clasificación, tratado por algunos autores como alga, p.ej. Brugnatti y Ungaro, 1987, y por otros como un foraminífero, p.ej. Moussavian y Hoefling, 1993; Perrin, 1987, 1994) y de láminas de algas rojas y homotremátidos, similares éstos últimos a *Solenomeris*, pero con techo plano. Son frecuentes los foraminíferos bentónicos incrustantes entre las laminaciones algales (fig. 5.1.16). La relación planctónicos/bentónicos (P/B) es baja (inferior al 5%). En cuanto al grado de conservación, la abrasión y la fragmentación son de nuevo muy importantes. También se ha reconocido bioerosión y abundante micritización de origen biogénico.

Por último, la facies C.6 está constituida por margas de tonos blanquecinos que aparecen como intercalaciones de espesor decimétrico a métrico. Se encuentran afectadas por una bioturbación bastante intensa, representada por tubos gruesos (*burrows*) cuyos rellenos son en general de tonos algo más claros que el material circundante.

Debido a que se encuentran muy bioturbadas y muy alteradas diagenéticamente, su contenido fósil es muy pobre y está muy mal conservado. Entre los escasos restos reconocidos en esta facies cabe destacar la presencia de foraminíferos bentónicos característicos de aguas someras.

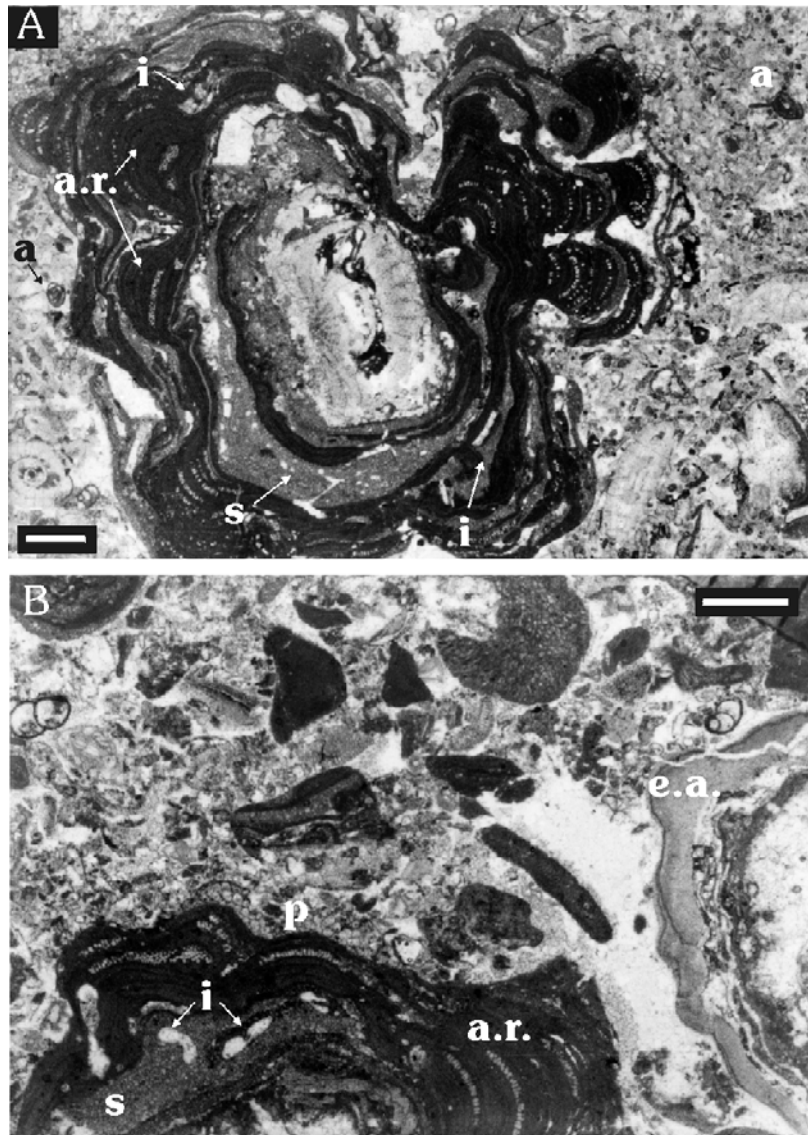


Figura 5.1.16. Dos aspectos de la facies C.5. en el microscopio petrográfico. **A.** Laminaciones de algas alrededor de un macroforaminífero bentónico. Se observa una alternancia de algas rojas (**a.r.**) y *Solenomeris* (**s**), entre la que se pueden reconocer foraminíferos bentónicos incrustantes (**i**). En la matriz se identifican pequeños foraminíferos bentónicos aporcelanados (**a**). **B.** Alternancia de algas rojas (**a.r.**) y *Solenomeris* (**s**), con foraminíferos incrustantes (**i**) intercalados, coronada por *Planorbulina* (**p**) y, a la derecha, recubrimientos de *Ethelia alba* (**e.a.**). Escala gráfica: 1mm.

Interpretación ambiental

Las facies diferenciadas para la fm. La Alberquilla se reúnen en dos asociaciones (ver fig. 5.1.9 y 5.1.12):

- Asociación de facies de plataforma externa: constituida por las facies C.1 y C.2.
- Asociación de facies de complejo arrecifal: constituida por las facies C.3 a C.6.

Dentro de la segunda asociación se pueden diferenciar facies de diferentes subambientes dentro del complejo arrecifal:

- Frente arrecifal (facies C.3).
- Facies bioconstruidas y depósitos relacionados (facies C.4).
- Depósitos bioclásticos tras el arrecife con crecimientos de algas asociados a un medio moderadamente tranquilo (facies C.5).
- Asociación de facies de zonas someras protegidas (facies C.6).

En conjunto, la fm. La Alberquilla se depositó en un ambiente marino carbonatado, que abarcaba desde la plataforma externa proximal, en la que se registraron facies abiertas muy ricas en organismos planctónicos, al complejo arrecifal, en el que se desarrollaban depósitos bioclásticos y bioconstrucciones, que delimitaban áreas algo más protegidas hacia el litoral.

Los depósitos de plataforma externa de la facies C.1, con aspecto nodular y bastante bioturbados (especialmente en la parte inferior de la unidad), reflejan velocidades de sedimentación relativamente bajas, asociadas a la reanudación de la sedimentación en esta área tras la discontinuidad desarrollada a techo de la Fm. Raspay. La fauna representada en esta facies, con abundantes equinoideos y algunos foraminíferos bentónicos, refleja unas condiciones marinas abiertas normales, con fondos oxigenados. La ausencia de organismos fotosintéticos indica una posición por debajo de la zona eufótica. La buena conservación de los restos fósiles y la riqueza en micrita de la facies indican que se trataba de fondos poco agitados, con predominio de la decantación y de la lluvia pelágica.

La facies C.2 se depositó en un medio de características muy similares al de la facies C.1, pero, a diferencia de éste, su contenido fósil muestra evidencias de fragmentación e incluye restos de bioclastos procedentes de aguas algo más someras. Esto nos lleva a pensar en un medio marino abierto, también con predominio de la decantación, pero con una mayor influencia de las zonas someras, por lo que se interpreta que se formó en zonas algo más proximales de la plataforma externa, también por debajo de la zona fótica.

La presencia en esta primera asociación de cantos de tamaño arena de glauconita y de fosfato, así como de rellenos de fosfato en el interior de las cámaras de algunos foraminíferos, especialmente en los primeros metros de la unidad, podría explicarse como resultado de las bajas velocidades de sedimentación que se interpretan para estos primeros episodios de sedimentación, que permitieron el desarrollo de estos minerales autigénicos, y del retrabajamiento del *hardground* rico en glauconita y fosfato a techo de los depósitos del Maastrichtiense.

En las facies del complejo arrecifal, el contenido fósil es bastante más variable y se reconocen otras estructuras sedimentarias que permiten distinguir varios subambientes:

Por un lado, la facies C.3, bastante lavada, con estructuras tractivas y un contenido fósil muy fragmentado y con evidencias de abrasión, rico en organismos de aguas relativamente someras (p.ej. grandes foraminíferos bentónicos), indica medios agitados, probablemente por delante del arrecife, en los que se retrabajaban restos procedentes de aguas algo más someras.

La facies C.4, con colonias de corales, constituye el desarrollo del arrecife s.s. La formación de esta facies tuvo lugar en la zona eufótica, bajo condiciones marinas normales, con una cierta agitación y en aguas relativamente pobres en nutrientes. Los corales son organismos oligotróficos, que no soportan la presencia de demasiados nutrientes en las aguas, al igual que gran parte de los macroforaminíferos incluidos en esta facies.

La facies C.5, con una mayor proporción de algas y con abundantes foraminíferos bentónicos aporcelanados, característicos de medios marinos someros próximos a la costa y algo más restringidos, refleja un ambiente más tranquilo, más rico en nutrientes y más somero. Esta facies C.5 recuerda a los fondos marinos protegidos y algo restringidos de las denominadas “facies Maërl” (Blunden *et al.*, 1997; Testa y Bosence, 1998; Rasser, 2000), en los que las algas crecen y recubren las formas del fondo adaptándose a ellas. El desarrollo de rodolitos indicaría una cierta agitación dentro de este ambiente relativamente protegido. Facies similares a esta han sido descritas para el Thanetiense de la Cuenca de Ager en el Prepirineo catalán (Rossi, 1993) y

en el Thanetiense de Omán (Rácz, 1979) y han sido también interpretadas como facies formadas en un ambiente marginal protegido y somero, en la transición a las facies de barrera (Rácz, 1979; Rossi, 1993).

Por último, la facies C.6 correspondería a depósitos formados en zonas protegidas someras, en zonas de sombra, donde se acumulaban materiales de grano muy fino.

Para el conjunto de la fm. La Alberquilla se reconoce una tendencia de somerización hacia techo, marcada por un aumento de las facies más someras del complejo arrecifal (C.4, C.5) frente a las facies algo más abiertas de dicho complejo (C.3) y de la plataforma externa (C.1 y C.2).

Formación Pinoso

Está constituida por una alternancia de margas ocre-verdosas y calizas limosoarenosas ocreas (fig. 5.1.17), en la que los niveles carbonatados van siendo más abundantes y más potentes hacia techo.



Figura 5.1.17 Aspecto marcadamente rítmico de la formación Pinoso en la sección de Carche.

Se diferencian dos facies, una que incluye los depósitos margosos y otra para los niveles carbonáticos limoso-arenosos, que se agrupan en una única asociación de facies de plataforma externa mixta, carbonatado-siliciclástica (fig. 5.1.18):

A	B	C	D	E	F
fm. Pinoso	Plataforma externa mixta	D.1	* * * Margas ocre-verdosas		 ↑ P/B }} - {{{
		D.2	* * * Calizas limosoarenosas P-W	3% - 10% 	 ↓ P/B }} - {{{

Figura 5.1.18. Características de las facies identificadas en la formación Pinoso. Ver figuras 1.4.2 B y 5.1.5. para leyenda.

Asociación de facies de plataforma externa mixta con aportes turbidíticos

La facies D.1 incluye margas de colores ocre a verdes, masivas y con una proporción en carbonato bastante variable. La única estructura sedimentaria reconocida en esta facies es la bioturbación, de moderada a intensa, que está caracterizada por tubos con diferentes orientaciones y grosores.

Dentro de su contenido fósil se han reconocido restos de equinodermos y abundantes microfósiles. Entre éstos microfósiles destacan ricas asociaciones de foraminíferos planctónicos (de caparazón trocoespinal anguloso y globoso), algunos ostrácodos y foraminíferos bentónicos.

Entre éstos últimos se han identificado algunas formas típicas de aguas relativamente someras, como grandes foraminíferos lenticulares, y formas características de aguas más profundas y de menor tamaño. La relación P/B para esta facies es alta (superior al 60-70%). Los restos fósiles muestran, en general, un buen estado de conservación, salvo los restos de equinodermos, que están fragmentados y con evidencias de abrasión.

La facies D.2 está constituida por calizas de color ocre, en bancos de espesor centimétrico a decimétrico, con límites bastante netos, que muestran un progresivo aumento en la nodulización hacia techo. La bioturbación es la estructura sedimentaria más abundante en esta facies, que puede ser de moderada a intensa, siendo especialmente importante a techo de algunos bancos. Son calcarenitas bioclásticas limoso-arenosas de grano fino a muy fino, y texturas *packstone* a *wackestone*, que están bastante recrystalizadas y muestran contenidos variables (3 – 10%) en granos de cuarzo angulosos a subangulosos, de tamaño arena fina a limo, algo corroídos en su exterior. En aquellas ocasiones en que la bioturbación no es demasiado intensa se ha identificado una tenue orientación de los clastos según una dirección preferente. Todos los bancos presentan una ferruginización moderada general.

El contenido fósil de esta facies muestra una importante mezcla de faunas de aguas someras y más profundas (fig. 5.1.19). Así, la asociación fósil identificada para esta facies se compone de restos de equinodermos, algas rojas, *Distichoplax biserialis* y abundantes microfósiles, entre los que destacan foraminíferos macrobentónicos, de pared calcárea hialina y aporcelanada (nummulítidos, miliólidos), característicos de aguas someras, y algunos microbentónicos¹, de pared calcárea y aglutinada, de aguas algo más profundas, junto con algunos ostrácodos y escasos foraminíferos planctónicos. La relación P/B es media a baja (inferior al 30%). Los restos fósiles están, en general, bastante fragmentados, abrasionados y algo micritizados, aunque de manera especial los restos de algas rojas y de equinodermos.

Cabe destacar la presencia, aunque en pequeñas proporciones, de minerales opacos y de pequeños cantos de composición fosfática y de glauconita.

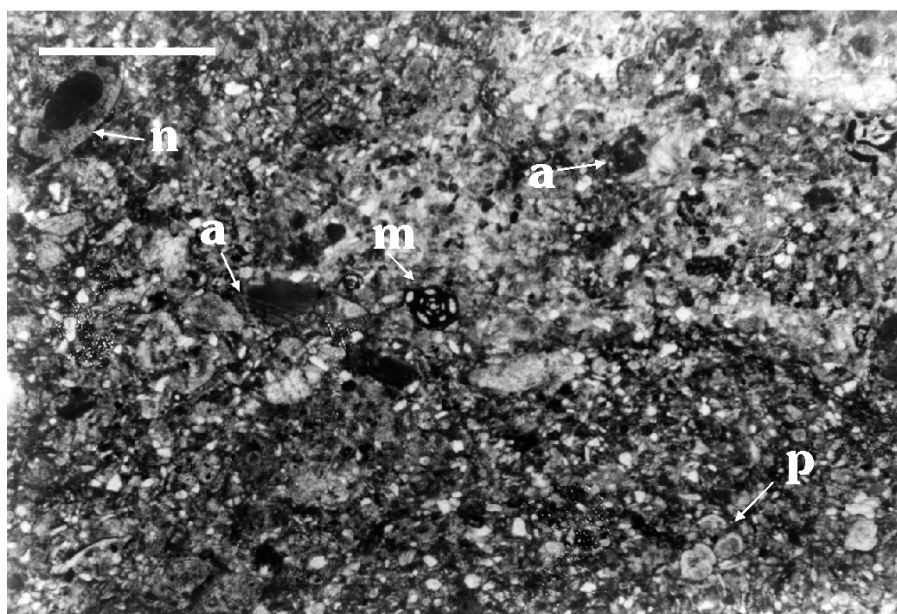


Figura 5.1.19. Facies D.2. Calizas muy ricas en terrígenos de grano fino con importante mezcla de faunas de aguas someras (**m** miliólidos, **n** nummulítidos y **a** fragmentos de algas rojas) y faunas que indican aguas más profundas (**p** foraminíferos planctónicos). Escala gráfica: 1mm.

¹ El término “foraminífero microbentónico” hace referencia a aquellos foraminíferos bentónicos que presentan un pequeño tamaño y que suelen habitar aguas algo más profundas (comúnmente denominados en la literatura anglosajona como “*deep-water* o *deep-sea benthic foraminifera*”), a diferencia de los “foraminíferos macrobentónicos” (o “*shallow-water benthic foraminifera*” o “*larger foraminifera*”), foraminíferos de mayor tamaño cuya distribución, en general, está limitada a aguas más superficiales y cálidas de las áreas someras de la plataforma (Ross, 1979), debido a las presencia de endosimbiontes en su caparazón que limitan su distribución a la zona fótica (Murray, 1991).

Interpretación ambiental

Se interpreta que el depósito de esta unidad tuvo lugar en un ambiente de plataforma externa mixta relativamente profunda, con importante llegada de siliciclásticos de grano muy fino (facies D.1). El alto porcentaje de arcillas implicaría alta turbidez y reducción de la transparencia del agua, disminuyendo el espesor de la zona fótica. El hecho de que su asociación fósil no incluya ningún organismo fotosintético lleva a pensar que el depósito tuvo lugar por debajo de dicha zona fótica. En estos niveles margosos la asociación de foraminíferos microbentónicos indica profundidades batiales (superiores a los 200 m) para estos materiales, de acuerdo con van Morkhoven *et al.* (1986).

Este medio tranquilo se vería ocasionalmente invadido por aportes procedentes de áreas más someras (facies D.2), con una importante mezcla de fauna y con una cierta orientación de sus componentes según una dirección dominante. Estos depósitos podrían interpretarse como depósitos de naturaleza turbidítica.

5.1.2. Biocronoestratigrafía

El estudio bioestratigráfico del Cretácico terminal se ha basado fundamentalmente en el análisis de las asociaciones de foraminíferos planctónicos (fig. 5.1.20 A y 5.1.21 A) tanto en levigado como en lámina delgada (láminas 1-3 y 8-12 del apéndice fotográfico).

También se han estudiado los foraminíferos microbentónicos a partir de los levigados (láminas 4-7 del apéndice fotográfico). Aunque la resolución bioestratigráfica de estos foraminíferos bentónicos no es demasiado precisa, al poseer rangos bastante amplios, sí permiten una primera aproximación a la edad de los depósitos y aportan una interesantísima información paleoecológica.

Los macrofósiles incluidos en la Fm. Carche (ammonoideos y equínidos) (láminas 18 y 20 del apéndice fotográfico) y la asociación de cocolitos reconocida en la parte inferior-media de la Fm. Raspay (lámina 19 del apéndice fotográfico) han permitido contrastar la datación obtenida mediante las asociaciones de foraminíferos planctónicos.

El análisis bioestratigráfico del Paleoceno y del Ilerdiense se ha realizado básicamente mediante el estudio de las secciones en lámina delgada de los foraminíferos macrobentónicos de aguas someras (fig. 5.1.20 B y láminas 13-17 del apéndice fotográfico). Los primeros metros del Paleoceno, en los cuales los foraminíferos bentónicos de aguas someras son muy escasos y por el contrario muy abundantes los planctónicos, se ha obtenido una aproximación a la edad en función de las morfologías de los foraminíferos planctónicos en lámina delgada.

Este estudio bioestratigráfico viene a completar, para el Cretácico Superior alto, la bioestratigrafía presentada por Martín-Chivelet (1992), Ramírez del Pozo y Martín-Chivelet (1994) y Martín-Chivelet *et al.* (1995).

Fm. Carche

Se ha reconocido la siguiente asociación fósil:

Foraminíferos planctónicos:

Se han distinguido para esta unidad, de base a techo: la parte más alta de la biozona de *Dicarinella asymetrica*, la biozona de *Globotruncanita elevata*, de *Globotruncana ventricosa*, de *Globotruncanita calcarata*, de *Globotruncana falsostuarti* y gran parte de la biozona de *Gansserina gansseri*.

Biozona de *Dicarinella asymetrica* (parte superior) Definida por la presencia de la especie índice junto con los siguientes taxones (fig. 5.1.20 A):

- Dicarinella asymetrica* (SIGAL, 1952)
- Dicarinella concavata* (BROTZEN, 1934)
- Dicarinella primitiva* (DALBIEZ, 1955)
- Contusotruncana fornicata* (PLUMMER, 1931)
- Globotruncana arca* (CUSHMAN, 1926)
- Globotruncana linneiana* (D'ORBIGNY, 1839)
- Globotruncanita stuartiformis* (DALBIEZ, 1955)
- Hedbergella* sp.

Heterohelix sp.

Biozona de *Globotruncanita elevata* Biozona de rango parcial. Queda limitada entre la última aparición de *Dicarinella asymetrica* y la primera aparición de *Globotruncana ventricosa*, según Robaszynski y Caron (1995).

En asociación con la especie índice, *Globotruncanita elevata* (BROTZEN, 1934), se han reconocido (fig. 5.1.20 A y 5.1.21 A):

Contusotruncana fornicata (PLUMMER, 1931)

Globotruncana arca (CUSHMAN, 1926)

Globotruncana linneiana (D'ORBIGNY, 1839)

Hedbergella sp.

Heterohelix globulosa (EHRENBERG, 1840)

Biozona de *Globotruncana ventricosa* Biozona de intervalo. El límite inferior de la biozona está marcado por la primera presencia de la especie índice y su límite superior por la primera presencia de *Globotruncanita calcarata*.

Junto con la especie índice de esta biozona, *Globotruncana ventricosa* (WHITE, 1928), aparecen (fig. 5.1.21 A):

Contusotruncana fornicata (PLUMMER, 1931)

Globotruncana arca (CUSHMAN, 1926)

Globotruncana bulloides VOGLER, 1941

Globotruncana linneiana (D'ORBIGNY, 1839)

Globotruncanita stuartiformis (DALBIEZ, 1955)

Hedbergella sp.

Hedbergella monmouthensis (OLSSON, 1960)

Heterohelix sp.

Biozona de *Globotruncanita calcarata* Biozona de rango total. Sus límites están condicionados por la primera y última aparición de la especie índice.

Se ha reconocido *Globotruncanita calcarata* (CUSHMAN, 1927), acompañada por las siguientes especies (fig. 5.1.21 A):

Archaeoglobigerina sp.

Contusotruncana fornicata (PLUMMER, 1931)

Contusotruncana patelliformis (GANDOLFI, 1955)

Contusotruncana plummerae (GANDOLFI, 1955)

Globotruncana arca (CUSHMAN, 1926)

Globotruncana bulloides VOGLER, 1941

Globotruncana linneiana (D'ORBIGNY, 1839)

Globotruncana orientalis EL NAGGAR, 1966

Globotruncana rosetta (CARSEY, 1926)

Globotruncana ventricosa WHITE, 1928

Globotruncanita stuartiformis (DALBIEZ, 1955)

Hedbergella sp.

Heterohelix globulosa (EHRENBERG, 1840)

Rugoglobigerina rugosa (PLUMMER, 1926)

Biozona de *Globotruncana falsostuarti* Biozona de rango parcial. El límite basal de la biozona queda señalado por la última presencia de *Globotruncanita calcarata* y el límite superior por la primera aparición de *Gansserina gansseri*, según Robaszynski *et al.* (2000).

La especie que da nombre a la biozona viene acompañada de (fig. 5.1.21 A):

Archaeoglobigerina cretacea (D'ORBIGNY, 1940)

Contusotruncana fornicata (PLUMMER, 1931)

Contusotruncana patelliformis (GANDOLFI, 1955)

Contusotruncana plummerae (GANDOLFI, 1955)

Gansserina wiedenmayeri (GANDOLFI, 1955)
Globigerinelloides sp.
Globotruncana aegyptiaca NAKKADY, 1950
Globotruncana arca (CUSHMAN, 1926)
Globotruncana bulloides VOGLER, 1941
Globotruncana linneiana (D'ORBIGNY, 1839)
Globotruncana mariei BANNER Y BLOW, 1960
Globotruncana orientalis EL NAGGAR, 1966
Globotruncana rosetta (CARSEY, 1926)
Globotruncana ventricosa WHITE, 1928
Globotruncanella havanensis (VOORWIJK, 1937)
Globotruncanita pettersi (GANDOLFI, 1955)
Globotruncanita stuarti (DE LAPPARENT, 1918)
Globotruncanita stuartiformis (DALBIEZ, 1955)
Globotruncanita subspinoso (PESSAGNO, 1960)
Hedbergella holmdelensis OLSSON, 1964
Hedbergella monmouthensis (OLSSON, 1960)
Heterohelix sp.
Pseudotextularia sp.
Rugoglobigerina rugosa (PLUMMER, 1926)

Biozona de *Gansserina gansseri* (parte inferior-media) Biozona de intervalo, definida inferiormente por la primera presencia de la especie índice y superiormente por la primera presencia de *Abathomphalus mayaroensis*. Se ha reconocido la parte baja-media de la biozona, caracterizada por los taxones que se citan a continuación (fig. 5.1.20 B y 5.1.21 A):

Archaeoglobigerina cretacea (D'ORBIGNY, 1940)
Contusotruncana fornicata (PLUMMER, 1931)
Contusotruncana patelliformis (GANDOLFI, 1955)
Contusotruncana plicata (WHITE, 1928)
Contusotruncana plummerae (GANDOLFI, 1955)
Contusotruncana walfischensis (TODD, 1970)
Gansserina gansseri (BOLLI, 1951)
Gansserina wiedenmayeri (GANDOLFI, 1955)
Globigerinelloides sp.
Globotruncana aegyptiaca NAKKADY, 1950
Globotruncana arca (CUSHMAN, 1926)
Globotruncana bulloides VOGLER, 1941
Globotruncana falsostuarti SIGAL, 1952
Globotruncana linneiana (D'ORBIGNY, 1839)
Globotruncana mariei BANNER Y BLOW, 1960
Globotruncana orientalis EL NAGGAR, 1966
Globotruncana rosetta (CARSEY, 1926)
Globotruncanella havanensis (VOORWIJK, 1937)
Globotruncanella petaloidea (GANDOLFI, 1955)
Globotruncanita angulata TILEV, 1951
Globotruncanita conica (WHITE, 1928)
Globotruncanita stuarti (DE LAPPARENT, 1918)
Globotruncanita stuartiformis (DALBIEZ, 1955)
Globotruncanita subspinoso (PESSAGNO, 1960)
Hedbergella holmdelensis OLSSON, 1964
Hedbergella monmouthensis (OLSSON, 1960)
Heterohelix sp.
Planoglobulina acervulinoides (EGGER, 1899)
Pseudotextularia sp.
Rugoglobigerina hexacamerata BRÖNNIMANN, 1952
Rugoglobigerina milamensis SMITH Y PESSAGNO, 1973
Rugoglobigerina rugosa (PLUMMER, 1926)

Dentro de los tramos correspondientes a esta biozona de *Gansserina gansseri* tiene su primera aparición multitud de nuevas especies en relación con la biozona previa. Cabe destacar, en concreto, las especies: *Gansserina gansseri*, *Contusotruncana plicata*, *Contusotruncana walfischensis*, *Globotruncanella petaloidea*, *Globotruncanella conica*, *Planoglobulina acervulinoides*, *Rugoglobigerina hexacamerata* y *Rugoglobigerina milamensis*, que tienen aquí su primera presencia.

Es importante reseñar que en estos tramos inferiores de la biozona de *Gansserina gansseri* no se han reconocido formas como *Contusotruncana contusa* o *Racemiguembelina fructuosa*, características de la parte superior de la biozona, que marcarían la entrada en el Maastrichtiense superior (Premoli Silva y Sliter, 1995). Estas especies sí se encuentran en la Fm. Raspay, tal y como se describe más adelante.

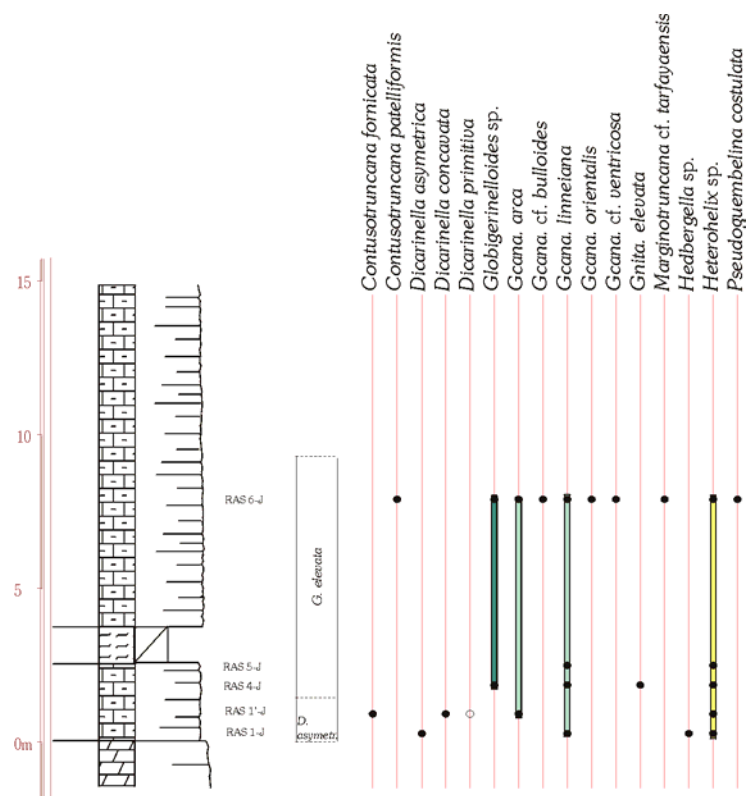


Figura 5.1.20 A. Cuadro bioestratigráfico con los rangos de distribución de las especies de foraminíferos planctónicos de los niveles basales de la Fm. Carche en la sección de Raspay.

Foraminíferos bentónicos: En los levigados obtenidos de los niveles margosos se ha reconocido también una asociación de foraminíferos microbentónicos relativamente abundante, aunque poco variada.

Anomalinoidea sp.
Bolivinoidea decoratus (JONES, 1886)
Cibicoides sp.
Coryphostoma incrassata (REUS, 1851)
Gaudryna sp.
Gavelinella sp.
Heterostomella sp.
Lenticulina sp.
Marssonella oxycona (REUSS, 1860)
Stensioina pommerana BROTZEN, 1940
Stensioina sp.
Verneuilina sp.

Cefalópodos: Se han encontrado varios ejemplares, algunos enteros, pero en su mayoría fragmentados, pertenecientes a las siguientes especies:

Pseudokossmaticeras tercense SEUNES, 1892

Eutrephoceras neubergicus ? REDTENBACHER, 1873

Pachydiscus (Pachydiscus) neubergicus ? VON HAUER, 1858

El grado de conservación del ejemplar incluido en la especie *Pseudokossmaticeras tercense* (lámina 20, nº3, del apéndice fotográfico) no es demasiado bueno, ya que se encontró algo deformado y bastante erosionado. Pero gracias a su sección y a su fina costulación fue posible su identificación. El ejemplar incluido en *Eutrephoceras neubergicus* ? (lámina 20, nº1 y 2, del apéndice fotográfico) pertenece sin duda al género *Eutrephoceras* al presentar la ornamentación y la línea sutural muy recta características. La asignación a la especie se hace con ciertas reservas, basándose en que la sección del ejemplar parece ser muy parecida a la sección típica de esta especie. El resto de los ejemplares se ha incluido en *Pachydiscus (Pachydiscus) neubergicus* ? (Dr. Ricard Martínez, comunicación personal).

Equínidos: Al igual que los ammonoideos, los equínidos se hacen más abundantes hacia la parte superior de la unidad.

Se han encontrado abundantes ejemplares de equínidos completos, que se han incluido en dos especies (lámina 18, nº1 y 2, del apéndice fotográfico):

Echinocorys cf. darderi LAMBERT, 1935

Echinocorys tercensis? LAMBERT, 1907

El género *Echinocorys* presenta una gran variabilidad morfológica, que dificulta la atribución a una especie concreta si los ejemplares no presentan características específicas. El ejemplar atribuido a *Echinocorys tercensis*, presenta características intermedias entre dicha especie y *Echinocorys darderi*, aunque los caracteres son mucho más próximos a *E. tercensis* (Dr. Jaume Gallemí, comunicación personal).

Interpretación cronoestratigráfica

Los primeros depósitos analizados de esta unidad se han incluido en la parte más alta de la biozona de *Dicarinella asymetrica*. A esta parte de la biozona le correspondería una edad Santiense terminal, de acuerdo con el cuadro biocronoestratigráfico para el Cretácico de Hardenbol *et al.* (1998a), mientras que Premoli Silva y Sliter (1995) y Robaszynski *et al.* (2000) le asignan una edad Santiense terminal a Campaniense basal.

Para la parte alta de la unidad se ha reconocido la parte baja-media de la biozona de *Gansserina gansseri*, con una edad Campaniense terminal a Maastrichtiense inferior, de acuerdo con Hardenbol *et al.* (1998a). De este modo, atendiendo a las biozonas de foraminíferos planctónicos reconocidas para el conjunto de la unidad, la edad de estos depósitos sería Santiense terminal – Maastrichtiense inferior.

En cuanto a los ammonoideos, la distribución temporal de la especie *Pseudokossmaticeras tercense* va desde la parte alta del Campaniense superior a la parte más baja del Maastrichtiense inferior. *Eutrephoceras neubergicus* en un nautiloideo que se distribuye por todo el Cretácico Superior. *Pachydiscus (Pachydiscus) neubergicus* permite una datación más precisa. Es un ammonoideo característico del Maastrichtiense inferior que rara vez aparece en materiales del Maastrichtiense superior (Dr. Ricard Martínez, comunicación personal; Hardenbol *et al.* 1998a).

La edad de *Echinocorys tercensis* en su localidad tipo y en el norte de España es Maastrichtiense inferior (Dr. Jaume Gallemí, comunicación personal).

Así, para el conjunto de la Fm. Carche, las biozonas reconocidas de foraminíferos planctónicos y la distribución temporal de los cefalópodos y equínidos, permiten asignar a esta unidad una edad Santiense terminal (Campaniense basal) - Maastrichtiense inferior.

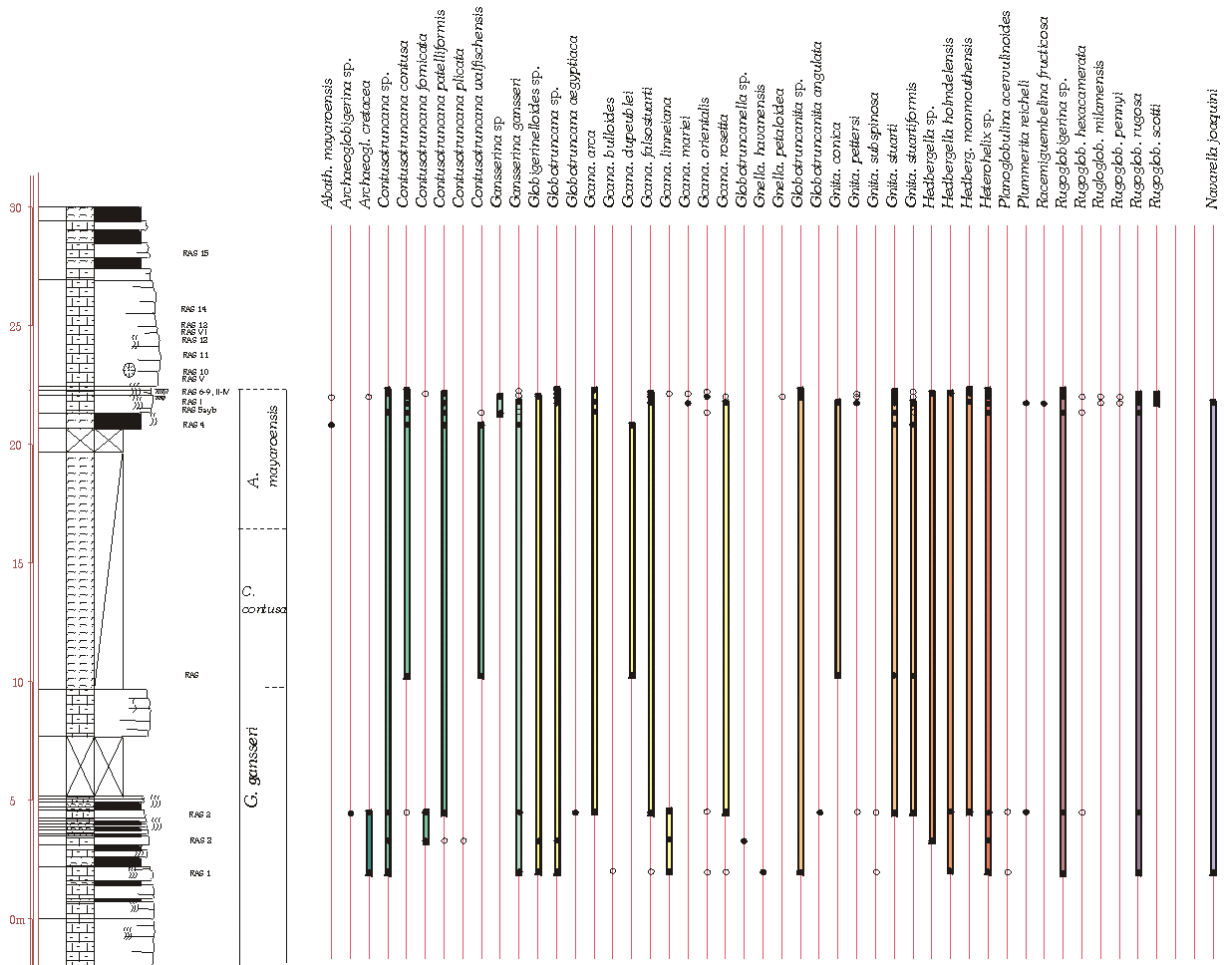


Figura 5.1.20 B. Distribución bioestratigráfica de los foraminíferos planctónicos del techo de la Fm. Carche y Fm. Raspay en la sección de Raspay.

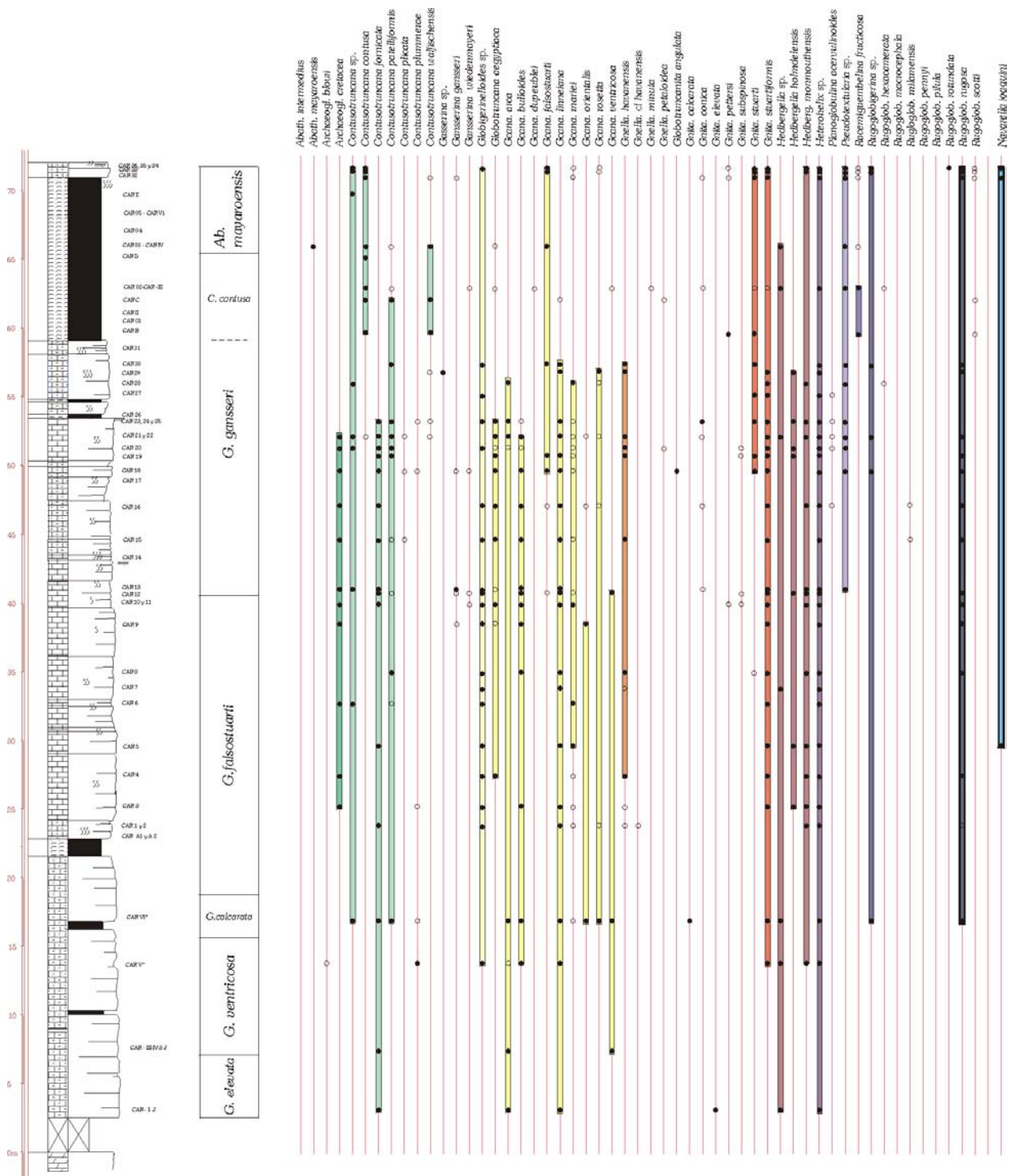


Figura 5.1.21 A. Cuadro bioestratigráfico con los rangos de distribución de los foraminíferos planctónicos de la Fm. Carche y de la Fm. Raspay en la sección de la Cueva del Cachorro.

Fm. Raspay

Foraminíferos planctónicos: Se ha reconocido la parte superior de la biozona de *Gansserina gansseri* en los primeros metros de la unidad y la biozona de *Abathomphalus mayaroensis* para el resto de la unidad.

Biozona de *Gansserina gansseri* (parte superior) La parte superior de esta biozona está caracterizada por la aparición de *Contusotruncana contusa* y *Racemiguembelina fructicosa*. Estas especies indican el inicio del Maastrichtiense superior (Premoli Silva y Sliter, 1995).

Junto con la especie nominal de la biozona se identificaron (fig. 5.1.20 B y 5.1.21 A):

Archaeoglobigerina sp.
Contusotruncana contusa (CUSHMAN, 1926)
Contusotruncana patelliformis (GANDOLFI, 1955)
Contusotruncana walfischensis (TODD, 1970)
Gansserina wiedenmayeri (GANDOLFI, 1955)
Globigerinelloides sp.
Globotruncana aegyptiaca NAKKADY, 1950
Globotruncana dupeblei CARON, GLEZ. DONOSO, ROBASZYNSKI Y WONDERS, 1984
Globotruncana falsostuarti SIGAL, 1952
Globotruncana linneiana (D'ORBIGNY, 1839)
Globotruncana rosetta (CARSEY, 1926)
Globotruncana cf. *ventricosa* WHITE, 1928
Globotruncanella minuta CARON Y GLEZ. DONOSO, 1984
Globotruncanella petaloidea (GANDOLFI, 1955)
Globotruncanita conica (WHITE, 1928)
Globotruncanita pettersi (GANDOLFI, 1955)
Globotruncanita stuarti (DE LAPPARENT, 1918)
Globotruncanita stuartiformis (DALBIEZ, 1955)
Hedbergella holmdelensis OLSSON, 1964
Hedbergella monmouthensis (OLSSON, 1960)
Heterohelix sp.
Planoglobulina acervulinoides (EGGER, 1899)
Pseudotextularia sp.
Racemiguembelina fructicosa (EGGER, 1899)
Rugoglobigerina hexacamerata BRÖNNIMANN, 1952
Rugoglobigerina rugosa (PLUMMER, 1926)
Rugoglobigerina scotti (BRÖNNIMANN, 1952)

Biozona de *Abathomphalus mayaroensis* Biozona de intervalo, limitada inferiormente por la primera presencia de la especie índice y superiormente por la última aparición de la mayoría de los globotruncánidos.

Se han reconocido, además de *Abathomphalus mayaroensis* (fig. 5.1.20 B y 5.1.21 A):

Contusotruncana contusa (CUSHMAN, 1926)
Contusotruncana patelliformis (GANDOLFI, 1955)
Contusotruncana walfischensis (TODD, 1970)
Gansserina gansseri (BOLLI, 1951)
Globigerinelloides sp.
Globotruncana aegyptiaca NAKKADY, 1950
Globotruncana falsostuarti SIGAL, 1952
Globotruncana mariei BANNER Y BLOW, 1960
Globotruncana rosetta (CARSEY, 1926)
Globotruncanita conica (WHITE, 1928)
Globotruncanita pettersi (GANDOLFI, 1955)
Globotruncanita stuarti (DE LAPPARENT, 1918)
Globotruncanita stuartiformis (DALBIEZ, 1955)
Hedbergella holmdelensis OLSSON, 1964
Hedbergella monmouthensis (OLSSON, 1960)
Heterohelix sp.

Planoglobulina acervulinoides (EGGER, 1899)
Pseudotextularia sp.
Racemiguembelina fruticosa (EGGER, 1899)
Rugoglobigerina rotundata BRÖNNIMANN, 1952
Rugoglobigerina rugosa (PLUMMER, 1926)
Rugoglobigerina scotti (BRÖNNIMANN, 1952)

Nannofósiles calcáreos: (ver lámina 19 del apéndice fotográfico).

Arkhangelskiella cymbiformis VEKSHINA, 1959
Ceratolithoides kamptneri BRAMLETTE Y MARTINI, 1964
Lithraphidites quadratus BRAMLETTE Y MARTINI, 1964
Micula murus (MARTINI, 1961)
Prediscosphaera majungae PERCH-NIELSEN, 1973
Zeughrabdotus sigmoides (BRAMLETTE Y SULLIVAN, 1961)

Foraminíferos bentónicos: Se han encontrado abundantes foraminíferos bentónicos, que son los siguientes:

Ammobaculites sp.
Anomalinoides sp.
Arenobulimina sp.
Bolivinoides decoratus (JONES, 1886)
Bolivinoides draco draco (MARSSON, 1878)
Cibicides beaumontianus (D'ORBIGNY, 1840)
Coryphostoma decurrens (EHRENBERG, 1854)
Coryphostoma incrassata (REUS, 1851)
Coryphostoma midwayensis (CUSHMAN, 1936)
Coryphostoma plaitum (CARSEY, 1926)
Dentalina sp.
Dorothia bulleta (CARSEY, 1926)
Dorothia pupa (REUSS, 1860)
Dorothia sp.
Eouwigerina subsculptura McNEILL Y CALDWELL, 1981
Gaudryna sp.
Gavelinella sp.
Glomospira sp.
Gyroidinoides sp.
Heterostomella sp.
Lenticulina sp.
Marssonella oxycona (REUSS, 1860)
Navarella joaquini CIRY Y RAT
Neoflabellina sp.
Nuttalinella sp.
Pleurostomella sp.
Recurvoides sp.
Saracenaria sp.
Spiroplectinella sp.
Stensioina pommerana BROTZEN, 1940
Textularia sp.
Tritaxia sp.
Valvulabamina depressa (ALTH, 1850)
Verneuilina sp.

Interpretación cronoestratigráfica

Para la parte inferior del tramo margoso de esta unidad se ha reconocido la parte superior de la biozona de *Gansserina gansseri*, con la presencia de *Contusotruncana contusa* (fig 5.1.20 B y 5.1.21 A), que marca la entrada en el Maastrichtiense superior. Esta parte superior de la biozona de *Gansserina gansseri* fue incluida en una biozona independiente por Premoli Silva y

Sliter (1995), la biozona de *Contusotruncana contusa* / *Racemiguembelina fructicosa*, a la que asignaban también una edad Maastrichtiense superior.

El resto de la unidad queda incluida en la biozona de *Abathomphalus mayaroensis*, faltando la parte más alta de la misma, que se caracteriza por una importante disminución en la abundancia y diversidad de los foraminíferos carenados frente a los globosos.

Así, mediante las asociaciones de foraminíferos planctónicos, se obtiene una edad Maastrichtiense superior, no terminal para la Fm. Raspay.

La asociación de cocolitos reconocida para la parte inferior-media de la unidad se incluye dentro de la zona de nannofósiles calcáreos CC26a (Perch-Nielsen, 1985) o UC20c^{TP} (Bown, 1998), que indica ya una edad Maastrichtiense superior alto. Esta muestra estudiada para cocolitos se encuentra estratigráficamente por debajo de la primera muestra con *Abathomphalus mayaroensis*, lo lleva a pensar que la biozona de este foraminífero planctónico podría empezar algo más abajo.

De las asociaciones fósiles estudiadas, se obtiene para el conjunto de esta unidad una edad Maastrichtiense superior, faltando la parte más alta del Maastrichtiense.

Formación La Alberquilla

Para la bioestratigrafía con foraminíferos bentónicos someros se ha seguido la biozonación propuesta por Serra-Kiel *et al.*, (1998), en la que definen las “*Shallow Benthic Zones*” (SBZ), o zonas de foraminíferos bentónicos someros. Se han reconocido con seguridad dos zonas bioestratigráficas, la zona SBZ 3 y la zona SBZ 4, y una inferior con cierta incertidumbre, la zona SBZ 2 (fig. 5.1.21 B).

Foraminíferos macrobentónicos (fig. 5.1.21 B):

Zona SBZ 2

Kathina sp.

Miscellanea sp.

Neorotalia sp.

Pseudomiscellanea primitiva (RAHAGHI, 1983)

Zona SBZ 3

Coskinon rajkae HOTTINGER Y DROBNE, 1980

Cribrobulimina carniolica HOTTINGER Y DROBNE, 1980

Cuvillierina sireli INAN, 1988

Daviesina sp.

Discocyclina seunesi (DOUVILLÉ, 1922)

Kathina subsphaerica SIREL, 1972

Linaresia sp.

Lockhartia haimei (DAVIES, 1931)

Miscellanea juliette LEPPIG

Neorotalia sp.

Nummulites heberti MUNIER – CHALMAS, 1884

Orbitoclypeus schopeni ramarai (SAMANTA, 1967)

Planorbulina sp.

Pseudomiscellanea primitiva (RAHAGHI, 1983)

Rotalia gr. *perovalis* (TERQUEM)

Stromatorbina binkhorsti REUSS

Thalmanita madrugensis (CUSHMAN Y BERMÚDEZ, 1947)

Zona SBZ 4

Assilina azilensis (TAMBAREAU, 1966)

Assilina yvetteae SCHAUB, 1981

Cribrobulimina carniolica HOTTINGER Y DROBNE, 1980

Cuvillierina sireli INAN, 1988

Daviesina garumnensis TAMBAREAU, 1972

Discocyclina sp.

Glomalvelolina sp.
Glomalveolina levis (HOTTINGER, 1960)
Glomalveolina telemetensis (HOTTINGER, 1960)
Haddonina sp.
Hottingerina lukasi DROBNE, 1975
Idalina sinjarica GRIMSDALE, 1952
Kathina subsphaerica SIREL, 1972
Lacazina blumentali REICHEL Y SIGAL, 1969
Linaresia sp.
Miliola sp.
Miniacina sp.
Miscellanea aff. *yvettae* LEPPIG, 1988
Miscellanea meandrina (CARTER, 1861)
Nummulites catari TOSQUELLA Y SERRA-KIEL
Orbitoclypeus schopeni ramaraoi (SAMANTA, 1967)
Solenomeris sp.
Stromatorbina binkhorsti REUSS

Interpretación cronoestratigráfica

Las dataciones correspondientes a estas biozonas de macroforaminíferos reconocidas son, de acuerdo con Serra-Kiel *et al.* (1998): Selandiense (Paleoceno medio), para la primera de las biozonas reconocidas, la SBZ 2; Thanetiense inferior (Paleoceno superior bajo), según Schaub (1981) y Serra-Kiel *et al.* (1998), para la biozona SBZ 3, caracterizada por una mayor diversidad y abundancia de macroforaminíferos respecto a la biozona anterior; y Thanetiense superior (Paleoceno superior alto) para la biozona que caracteriza la parte más alta de la unidad, la SBZ 4.

Para los primeros metros de la formación, con escasos foraminíferos bentónicos y abundantes foraminíferos planctónicos, se ha hecho una aproximación a la edad basándose en las morfologías de los caparazones de estos últimos. Dichas morfologías, de tipo globoso a incipientemente anguloso, de pequeño tamaño y sin desarrollo de “carenas”, son características de la parte inferior del Paleoceno, y permiten asignar una edad Daniense inferior, probablemente no basal, a estos primeros metros de la unidad.

Para el conjunto de la unidad, atendiendo a las asociaciones de foraminíferos, se obtiene una edad Daniense inferior no basal – Thanetiense superior.

Formación Pinoso

En los tramos margosos se ha reconocido la siguiente asociación:

Foraminíferos planctónicos

Globanomalina sp.
Globanomalina luxorensis (NAKKADY, 1950)
Pseudohastigerina sp.

Foraminíferos microbentónicos

Anomalinoides sp.
Anomalinoides rubiginosus (CUSHMAN, 1926)
Cibicidoides pharaonis (LEROY)
Tritaxia sp.
Spiroplectinella sp.

Entre el contenido fósil de los niveles calcareníticos se han identificado los siguientes taxones:

Foraminíferos macrobentónicos (fig. 5.1.21 B):

Zona SBZ 5
Rotalia gr. *perovalis* (TERQUEM)
“*Coleites*” sp.
Linaresia sp.

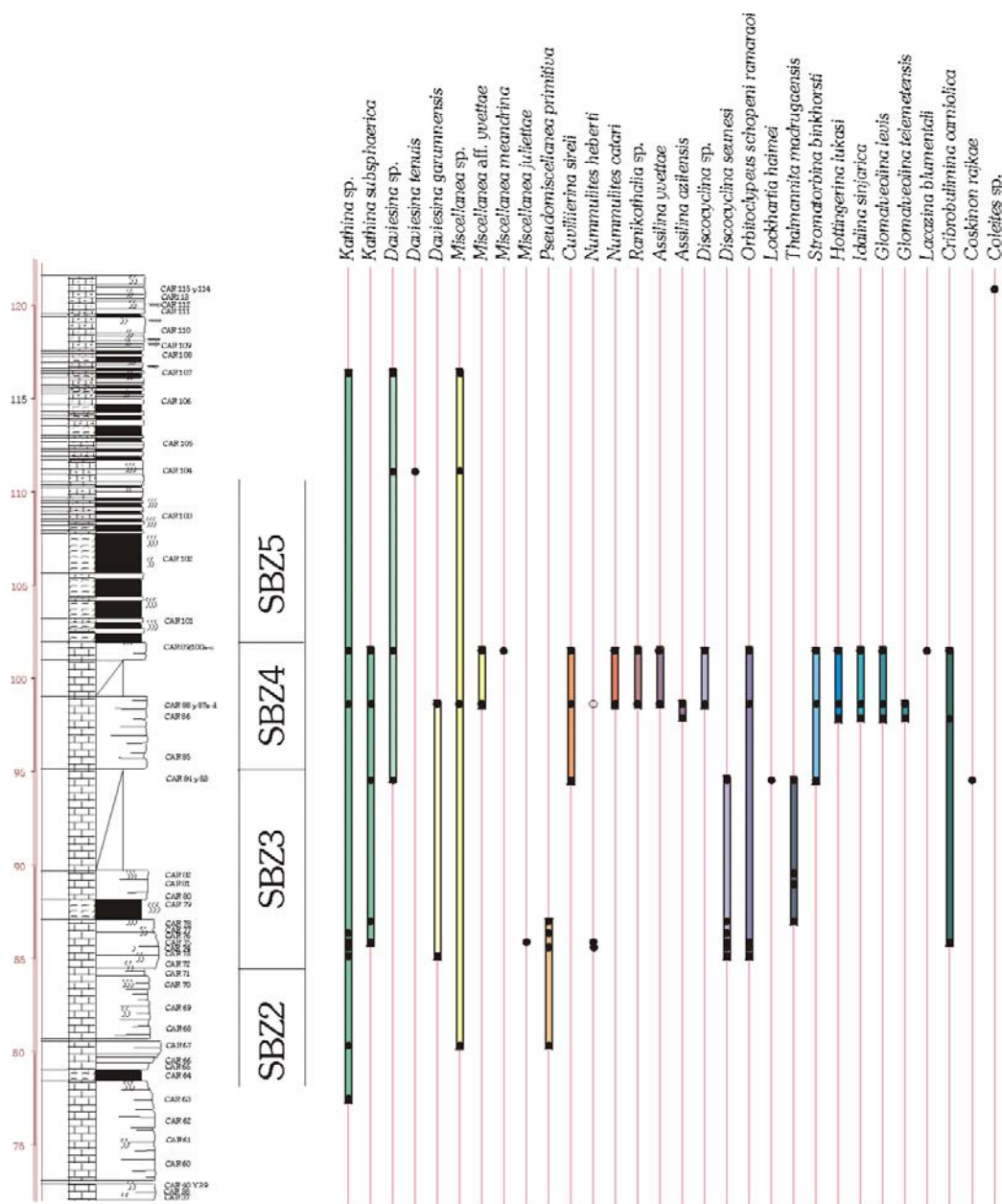


Figura 5.1.21 B. Cuadro bioestratigráfico con los rangos de distribución de los foraminíferos bentónicos de la formación La Alberquilla y de la formación Pinoso en la sección de la Cueva del Cachorro.

Daviesina tenuis (TAMBAREAU, 1967)

Lenticulina sp.

Reophax sp.

Miliola sp.

Neorotalia sp.

Interpretación cronoestratigráfica

La primera aparición habitual de la especie *Globanomalina luxorensis* (NAKKADY, 1950), que tiene lugar dentro de la biozona de foraminíferos planctónicos P5 de Berggren *et al.* (1995) (ver fig. 4.2), es adoptada por Speijer y Samir (1994, 1997) como un marcador para el límite Paleoceno/Eoceno. Este dato nos estaría indicando una edad más moderna que el Paleoceno para estos materiales de la mitad inferior de la unidad.

La biozona SBZ 5 se data como Ilerdiense inferior, en el sentido de Hottinger y Schaub (1960) (Serra-Kiel *et al.* 1998). El género “*Coleites*” tiene una distribución supra – Thanetiense, mientras que la especie *Daviesina tenuis*, una de las especies índice de esta biozona SBZ 5, marca la entrada en el Ilerdiense.

En conjunto, esta asociación fósil indicaría una edad Ilerdiense inferior para la mitad inferior de la unidad. El estado de conservación, bastante mediocre, de los restos fósiles de las muestras de la parte superior de la unidad, junto con la escasa representatividad bioestratigráfica de los especímenes identificados en ellas, no ha permitido una datación precisa de esta parte alta de la unidad.

5.1.3. Discontinuidades

Discontinuidad Cenomaniense medio - Santoniense terminal (Campaniense basal)

A techo de la Fm. Alatoz se ha reconocido una discontinuidad (fig. 5.1.22), ya identificada previamente por otros autores (p.ej. Azema, 1977), que está caracterizada por el desarrollo de un caliche que podría suponer la exposición subaérea de dicha superficie (Martín-Chivelet, 1992). De acuerdo con este último trabajo, el techo de la unidad infrayacente a la discontinuidad es Cenomaniense medio *p.p.* y de acuerdo con esta revisión, la edad de los primeros depósitos que se apoyan sobre la discontinuidad es Santoniense superior alto. De este modo, la laguna sedimentaria representada por esta discontinuidad abarca unos 11 millones de años, faltando el registro sedimentario del Cenomaniense superior, Turoniense, Coniaciense y prácticamente todo el Santoniense.

Chacón y Martín-Chivelet (1999) describieron esta discontinuidad en la Sierra del Carche como “la discontinuidad del Campaniense basal”, con los datos de que se disponía hasta ese momento. Sin embargo, un minucioso estudio de la base de la Fm. Carche en esta sierra, ha permitido reconocer la biozona de *Dicarinella asymetrica*, lo que asignaría una edad Santoniense terminal o Santoniense terminal – Campaniense basal a estos primeros depósitos que descansan sobre la discontinuidad.



Figura 5.1.22. Discontinuidad (marcada con una línea discontinua) desarrollada a techo de la Fm. Alatoz. (Foto J. Martín).

Discontinuidad Maastrichtiense medio

El techo de la Formación Carche está constituido por calizas margosas intensamente bioturbadas que presentan una moderada ferruginización. Sobre ellas se apoyan las margas de la Fm. Raspay. El paso de una unidad a otra supone un cambio en el medio de sedimentación, pasando de una unidad de naturaleza fundamentalmente carbonatada a otra margosa (ver fig. 5.1.2 B), con el consiguiente aumento de la turbidez de las aguas.

El intervalo temporal representado por esta discontinuidad está por debajo de los límites de resolución de la biocronoestratigrafía realizada. Los depósitos de techo de la Fm. Carche se han datado como Maastrichtiense inferior, mientras que la base de la Fm. Raspay arroja ya una edad Maastrichtiense superior.

Discontinuidad Maastrichtiense terminal – Daniense

Esta discontinuidad separa los depósitos de la Fm. Raspay de los de la fm. La Alberquilla y está representada por el desarrollo de un *hardground* a techo de la Fm. Raspay. Hacia techo de esta última unidad destaca la presencia de una franja de color ocre, de unos 3 a 5 cm de espesor (fig. 5.1.23), intensamente oxidada y colonizada por numerosos corales solitarios y braquiópodos.

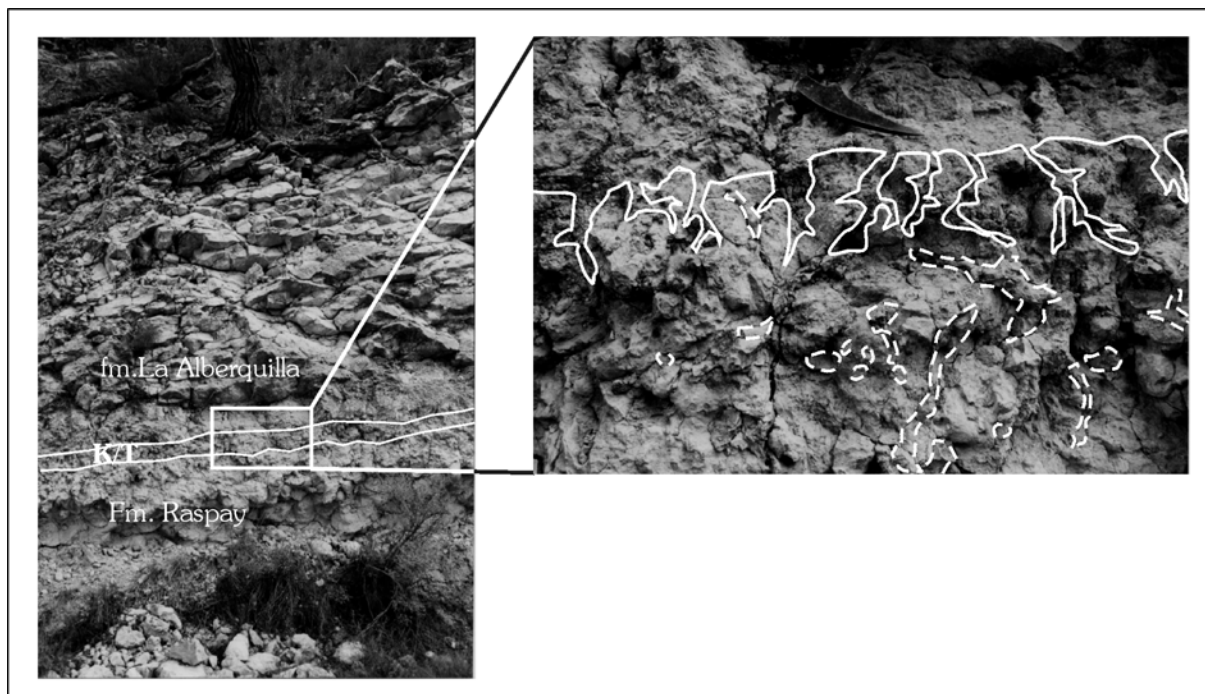


Figura 5.1.23. Discontinuidad entre el Cretácico y el Terciario en la sección de Raspay, separando las margas y calizas margosas de la Fm. Raspay de las calizas paleocenas de la fm. La Alberquilla. A la derecha, detalle de la discontinuidad, con los *borings* (en línea continua), que están limitados a la parte más alta, y los *burrows* (en línea discontinua). Escala en la imagen de la derecha: cabeza del martillo apoyado sobre la discontinuidad.

La discontinuidad Maastrichtiense – Daniense muestra en la Sierra del Carche las siguientes características:

- **Bioturbación y perforaciones:** Los últimos metros de la Fm. Raspay muestran abundantes tubos de bioturbación (*burrows*), rellenos de materiales más claros y cortando los materiales ocreos en todas las direcciones, que se incluyen en la icnofacies *Thalassinoides*. Asociadas a la superficie de discontinuidad, se han reconocido numerosas perforaciones (*borings*), que aparecen concentradas en la parte más alta de la Fm. Raspay, inmediatamente por debajo de los materiales paleocenos (fig. 5.1.23).
- **Litificación temprana y nodulización:** Los depósitos de techo de la Fm. Raspay sufrieron litificación temprana, como así lo demuestra la presencia de numerosos *borings*, y nodulización, asociadas a una interrupción sedimentaria y/o a una ralentización en la tasa de sedimentación.
- **Disolución:** Procesos de disolución submarina que afectaron a los materiales de techo de la Fm. Raspay, dando como resultado una superficie bastante irregular. La disolución parcial en la superficie podría explicarse como el resultado del desarrollo de condiciones ácidas por la oxidación del H_2S liberado de los niveles anóxicos inferiores y/o por la liberación de CO_2 durante la oxidación aeróbica de la materia orgánica (Nathan y Sass, 1981). Aunque también es importante tener en cuenta la acción de las corrientes en esta disolución parcial de la superficie, ya que éstas pudieron transportar aguas con baja concentración en carbonato que barrieron estos materiales expuestos (Jenkyns, 1971).
- **Laminaciones de estromatolitos pelágicos:** Recubriendo los materiales del Maastrichtiense superior se han observado finas laminaciones estromatolíticas (fig.

5.1.24). Estas finas laminaciones estromatolíticas son muy ricas en fosfato, muestran poca micrita en general y engloban foraminíferos planctónicos del Paleoceno (fig. 5.1.24). Dichas laminaciones se incluirían dentro de los “microestromatolitos”, en el sentido de Soudry y Panczer (1994). Se distinguen básicamente estructuras microestromatolíticas laminadas con poca micrita y ricas en fosfato, que en las últimas etapas de crecimiento, previas a la fosilización por los materiales del Paleoceno, presentan tendencia a desarrollar formas dómicas.

•**Precipitación de fosfato:** Los depósitos de techo de la Fm. Raspay y, fundamentalmente, las laminaciones estromatolíticas son muy ricas en fosfato. El metabolismo microbiano puede afectar, bien directa o indirectamente, a la dinámica del fósforo en la interfase sedimento-agua (Gächter *et al.*, 1988, Mortimer, 1971), provocando el enriquecimiento en fosfatos de estos materiales. Los depósitos ricos en fosfato suelen ser frecuentes asociados a interrupciones sedimentarias y a sedimentos condensados (Soudry y Lewy, 1990; Soudry, 2000).

•**Ferruginización:** Tapizando las laminaciones estromatolíticas o bien directamente sobre las calizas del Maastrichtiense, suele reconocerse una fina costra ferruginosa (fig. 5.1.24).

•**Enriquecimiento en glauconita:** Los materiales asociados a la discontinuidad muestran altos contenidos en glauconita autigénica.

•**Colonización por organismos epibiontes:** Desarrollo sobre la superficie de discontinuidad de una rica epifauna formada por corales solitarios y braquiópodos. La presencia de *borings* y de epifauna desarrollándose sobre la superficie son algunos de los criterios que destacan Kennedy y Garrison (1975) para distinguir un verdadero *hardground* con exposición en el fondo marino de un *hardground* incipiente.

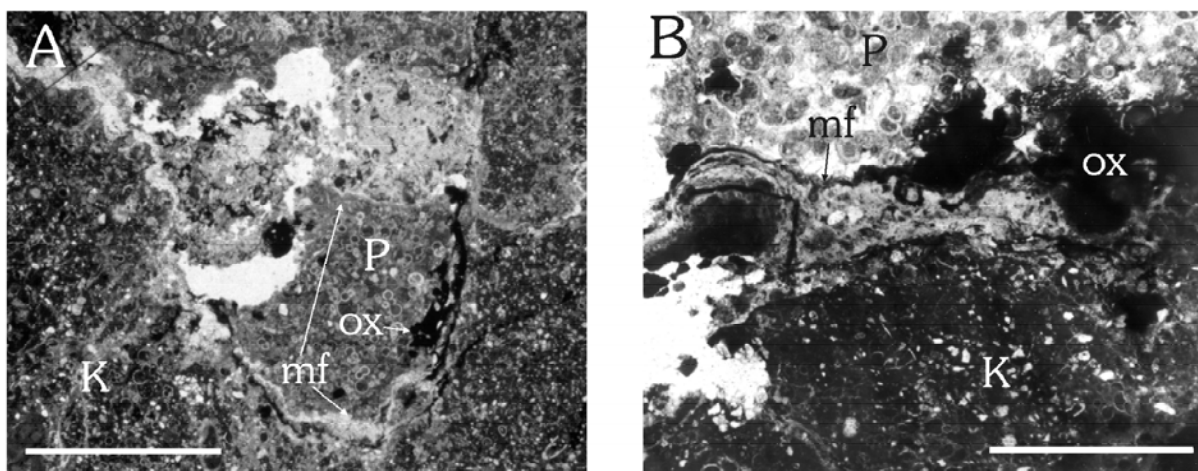


Figura 5.1.24. Dos aspectos al microscopio de la discontinuidad entre el Cretácico (K) y el Paleoceno (P) en la sección de Raspay. **A.** Laminaciones microestromatolíticas ricas en fosfato y pobres en micrita (mf), que engloban foraminíferos planctónicos del Paleoceno no basal, y ferruginización (ox) sobre estas laminaciones y/o directamente sobre los depósitos cretácicos. **B.** Otro detalle de la discontinuidad en el que se aprecian las pequeñas formas dómicas que adoptan las laminaciones microestromatolíticas ricas en fosfato (mf) y los óxidos que recubren las laminaciones (ox). Escala gráfica: 1mm.

Las características expuestas anteriormente, teniendo en cuenta que algunos procesos pudieron solaparse en el tiempo, debieron de tener lugar según el siguiente orden temporal (fig. 5.1.25): 1. interrupción sedimentaria; 2. bioturbación (*burrows*); 3. erosión y/o disolución submarina y relleno de los *burrows*; 4. litificación temprana y nodulización; 5. perforación (*borings*); 6. recubrimiento de la superficie por láminas “microestromatolíticas” pelágicas, precipitación de fosfatos y ferruginización; 7. colonización por fauna bentónica; 8. fosilización de la discontinuidad con materiales del Paleoceno al reanudarse la sedimentación.

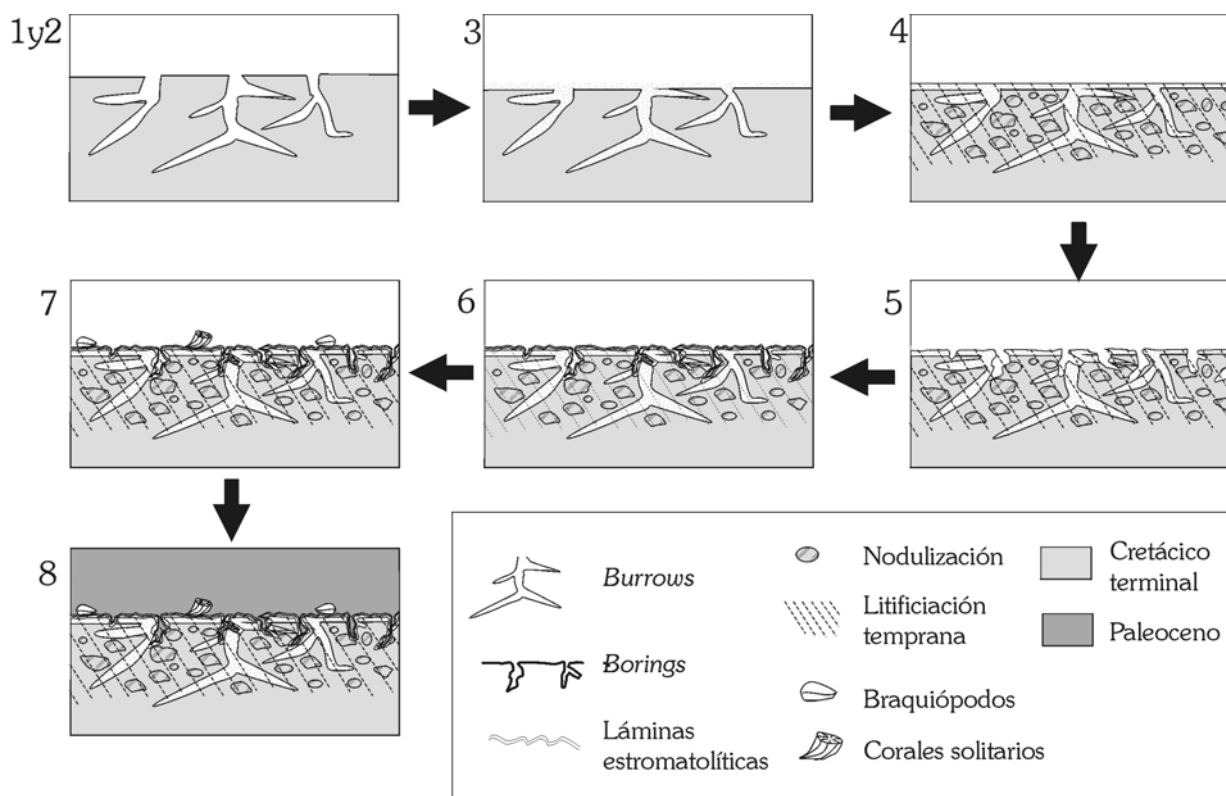


Figura 5.1.25. Esquema en el que se ha representado el desarrollo del *hardground* a techo del Cretácico terminal en la sección de Raspay. Ver texto para explicación.

Esta discontinuidad marca un cambio importante en las condiciones de depósito, pasando de un ambiente muy rico en siliciclásticos de grano muy fino a un ambiente con sedimentación fundamentalmente carbonática, así como un cambio sustancial en las asociaciones faunísticas, con la desaparición de todos los grupos de globotruncánidos y la aparición de nuevas formas en el Paleoceno inferior.

En cuanto al intervalo temporal que abarca esta discontinuidad, los depósitos calizomargosos de techo de la Formación Raspay han sido datados como Maastrichtiense superior no terminal, mientras que los primeros depósitos paleocenos que se apoyan sobre la discontinuidad se han datado como Daniense inferior no basal. De este modo, el intervalo temporal representado por esta discontinuidad a techo de la Fm. Raspay abarcaría el Maastrichtiense más alto y el Daniense basal.

Discontinuidad Thanetiense – Ilerdiense

La formación La Alberquilla queda separada de la unidad suprayacente por una discontinuidad que representa un brusco cambio en las condiciones de depósito. Los depósitos calizos de techo de la fm. La Alberquilla, afectados por una bioturbación de moderada a intensa, quedan cubiertos por los materiales margosos con finas intercalaciones calcareníticas arenosas de la base de la formación Pinoso. Esta discontinuidad supone el fin de la sedimentación en una plataforma carbonatada y da paso a una unidad mucho más rica en terrígenos y en condiciones de mayor batimetría.

La discontinuidad separa materiales de edad Thanetiense superior en su techo de depósitos que han sido datados como Ilerdiense inferior.

Discontinuidad intra-eocena

La serie estudiada en la Sierra del Carche queda cortada a techo por una discontinuidad de carácter erosivo desarrollada durante el Eoceno. Dicha discontinuidad pone en contacto las margas de color verde oliva de edad Eoceno (Ypresiense a Luteciense, según Baena, 1979 y Gallego *et al.*, 1981) con depósitos previos de diferente edad dependiendo de su localización en

la sierra. En los sectores occidentales (sección de la Cueva del Cachorro), esta discontinuidad separa los depósitos del Ilerdiense de las margas verdes del Eoceno. Hacia sectores más orientales (sección de Raspay) (ver fig. 5.1.1), las margas verdes del Eoceno se disponen directamente sobre las calizas de plataforma externa de la parte inferior de la fm. La Alberquilla (con una edad Daniense no basal a Selandiense).

5.1.4. Evolución vertical

Se reconocen cuatro unidades limitadas por discontinuidades en la Sierra del Carche: la Formación Carche, la Formación Raspay, la formación La Alberquilla y formación Pinoso.

La Formación Carche se apoya sobre la discontinuidad desarrollada a techo de la Fm. Alatoz, que representa una laguna sedimentaria de gran duración, tal como se ha citado en el apartado anterior. La sedimentación de la Formación Carche tuvo lugar en una plataforma externa carbonatada, a profundidades neríticas externas a batiales superiores, por debajo de la zona fótica. Las condiciones de sedimentación se mantuvieron bastante homogéneas durante el depósito de esta unidad. No obstante, se han podido diferenciar episodios con un bajo aporte de silicilásticos (facies A.1) de episodios caracterizados por una alta proporción de terrígenos de grano fino a muy fino en suspensión (facies A.2).

Debido a la gran homogeneidad que presenta la unidad, es difícil reconocer en ella tendencias evolutivas precisas, si bien es posible distinguir cuatro tramos de potencia decamétrica más carbonatados, representados por la facies A.1, entre los que se intercalan otros cuatro tramos más margosos y menos potentes, correspondientes a la facies A.2 (fig.5.1.26). Esta alternancia reconocida, aunque tenue, podría estar reflejando variaciones de largo periodo en el nivel relativo del mar. En tal caso, en el conjunto de la unidad se reconocerían cuatro episodios de profundización – somerización, que podrían corresponder a cambios periódicos de la acomodación con duraciones entre 2 a 5 millones de años.

A techo del segundo y tercer tramo carbonatado se ha observado el desarrollo de sendas costras ferruginosas acompañadas de abundante bioturbación, lo que supondría una ralentización o cese temporal en la sedimentación, sin llegar a desarrollarse un *hardground*.

Los últimos metros de la unidad están representados por calizas margosas intensamente bioturbadas, sobre las que se desarrolla una superficie ferruginizada que supone el límite superior de la unidad (discontinuidad del Maastrichtiense *medio*).

Sobre esta discontinuidad de corta duración, desarrollada a techo de la Formación Carche, comenzó el depósito de los materiales eminentemente margosos de la Formación Raspay. En relación al desarrollo de esta discontinuidad tuvo lugar un marcado aumento en la entrada de terrígenos de tamaño fino respecto a la unidad infrayacente. El depósito de la Formación Raspay tuvo lugar en un ambiente marino abierto, de plataforma externa mixta, carbonatado-silicilástica. Los primeros depósitos de la unidad reflejan unas condiciones de alta turbidez, con una alta proporción de material silicilástico de grano muy fino en suspensión, por debajo de la zona fótica, y a batimetrías neríticas externas a batiales superiores, probablemente algo más profundas que las de la Fm. Carche. Hacia techo disminuye ligeramente la batimetría de los depósitos y la turbidez de las aguas, al mismo tiempo que se produce un marcado aumento en la bioturbación, acompañado de un aumento en la ferruginización y la nodulización, lo que indicaría una clara disminución en la velocidad de sedimentación (fig. 5.1.26). Esta disminución en la velocidad de sedimentación dio como resultado una sedimentación condensada, especialmente en los últimos metros de la unidad, que se relaciona directamente con el desarrollo de la discontinuidad de techo que la separa de la unidad suprayacente (discontinuidad Maastrichtiense terminal – Daniense).

La discontinuidad desarrollada a techo de la Formación Raspay, discontinuidad que representa un intervalo de tiempo con muy baja tasa de sedimentación, con interrupciones sedimentarias, erosión submarina y sedimentación muy ralentizada de finas laminaciones estromatolíticas pelágicas ricas en fosfatos, queda fosilizada por los depósitos calizos de la

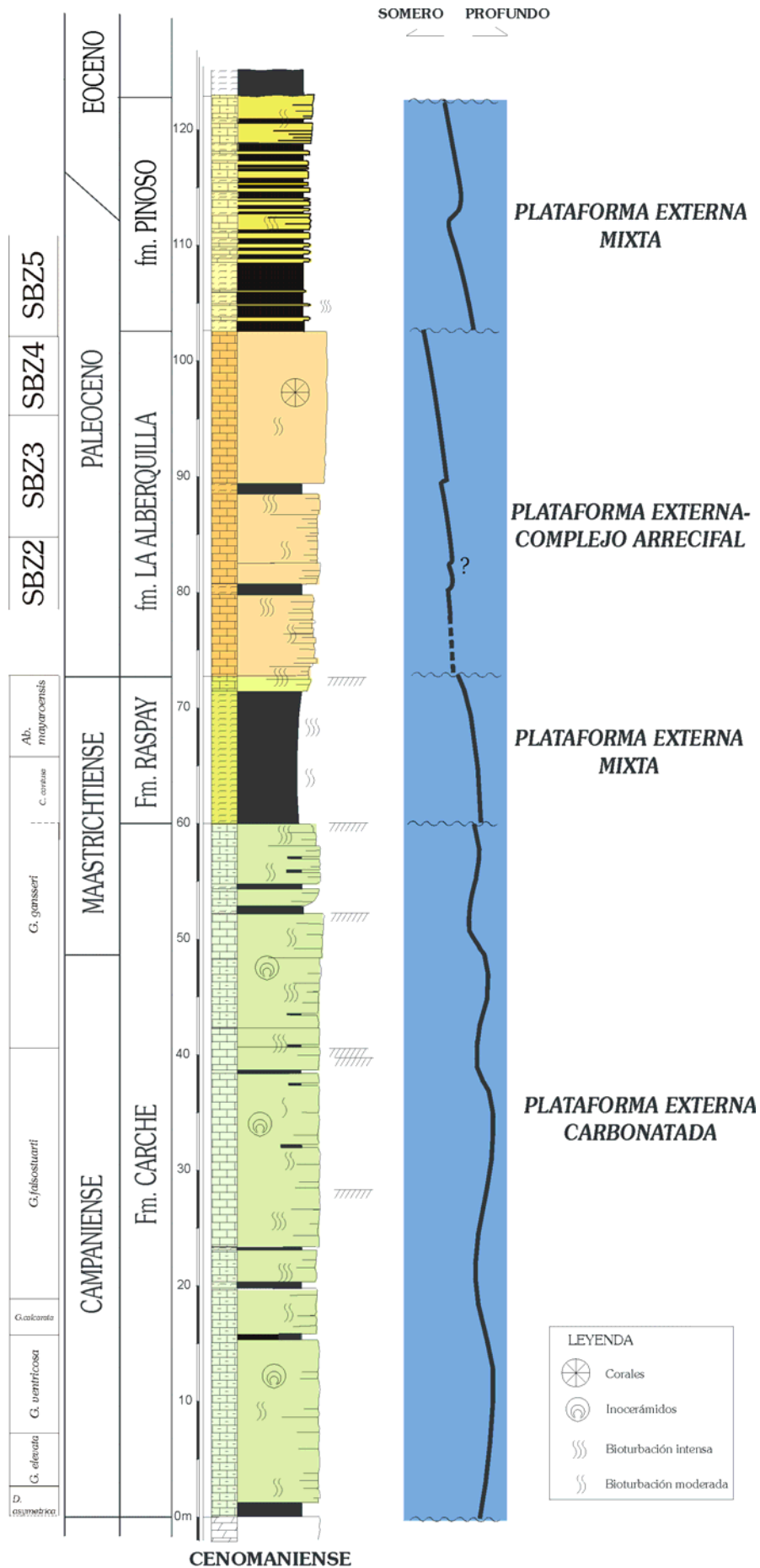


Figura 5.1.26. Distribución en la vertical de las unidades reconocidas en la Sierra del Carche.

formación La Alberquilla, que suponen la reanudación de la sedimentación marina abierta en condiciones normales. El ambiente de depósito de esta unidad corresponde, en sus primeros metros, a una plataforma externa carbonatada con muy pocos aportes de terrígenos y batimetrías similares a ligeramente inferiores a las de la unidad infrayacente, que evoluciona hacia techo a una plataforma interna carbonatada con desarrollo de facies arrecifales y asociadas. Gracias a la amplia variedad de facies que se han observado en la fm. La Alberquilla, se ha podido reconocer una clara tendencia somerizante para el conjunto de la unidad, tendencia con ligeras modulaciones (fig. 5.1.26). De este modo, se observa una evolución desde medios de plataforma externa, muy ricos en fauna pelágica, a ambientes arrecifales, con desarrollo de colonias de corales, y pararrecifales, ricos en foraminíferos macrobentónicos y en algas.

Los últimos decímetros de la unidad están representados por calizas muy ricas en algas rojas con una bioturbación moderada a intensa, que quedan separados de los materiales de la fm. Pinoso mediante la discontinuidad Thanetiense – Ilerdiense. Asociado al desarrollo de dicha discontinuidad, que abarca un corto intervalo de tiempo, quedó registrado un marcado aumento en la batimetría y un acentuado incremento en la entrada de terrígenos respecto a la formación La Alberquilla. La formación Pinoso se depositó en una plataforma externa mixta por debajo de la zona fótica, con una alta proporción de terrígenos de tamaño arena muy fina y limo en suspensión, a la que llegaban aportes de naturaleza turbidítica, cargados en terrígenos de grano más grueso y restos procedentes de aguas más someras. Hacia techo de la unidad se ha observado un aumento en el número y en el espesor de los bancos calcareníticos de naturaleza turbidítica frente a los margosos, hecho que se podría explicar como resultado de una paulatina progradación de facies procedentes de áreas más someras sobre las facies de plataforma abierta, dentro siempre de la plataforma externa. Esta unidad queda limitada a techo por la discontinuidad intra-eocena, de carácter erosivo, sobre la que se apoyan discordantemente las margas verdes del Eoceno.

5.2. Sector Sierra del Maigmó

La Sierra del Maigmó se encuentra en la provincia de Alicante, entre las poblaciones de Agost, Tibi y Elda-Petrel. Se extiende por el sector más septentrional de la hoja nº 871 (Elda) a escala 1:50.000 y el área más meridional de la hoja superior, nº 846 (Castalla). El Maigmó, junto con la Sierra del Fraile, la Sierra del Cid y la Sierra del Ventós, separa la Hoya de Castalla, localizada al este, del Valle del Vinalopó, al oeste. La Sierra del Maigmó se eleva con una altitud de 1.296 m, erigiéndose como una de las mayores altitudes de la zona. Hacia el suroeste conecta con la Sierra del Cid y queda separada de la Sierra del Ventós, al SE, por un estrecho corredor con afloramientos triásicos, terciarios y cuaternarios. La estructura de la sierra correspondería a la de un sinclinal cuyo flanco septentrional se extiende hacia el norte con buzamientos invertidos, mientras que el flanco sur está fallado y muestra buzamientos normales. El Maigmó se sitúa en el sector central-meridional del Prebético Interno, que se caracteriza por una gran complejidad estructural.

Se ha estudiado una sección en la Sierra del Maigmó, completada con pequeñas secciones parciales de áreas adyacentes. Las coordenadas Lambert de la serie estudiada en la Sierra del Maigmó son:

Columna Maigmó: base (x=864,3; y=437,4) y techo (x=864,1; y=437,8)

La sección de Maigmó se ha levantado en el flanco septentrional de la sierra y se encuentra enclavada en un angosto valle, conocido como “el Estrecho”, que corta la sierra perpendicularmente y que ofrece excelentes afloramientos.

Se trata de una sucesión bastante potente, de más de 300 m de espesor, que muestra un aspecto bastante homogéneo y gran continuidad sedimentaria durante buena parte del intervalo temporal estudiado. La dirección de las capas es NE-SO, con buzamientos invertidos hacia el NO, muy próximos a la vertical. Se han analizado en detalle depósitos de edades comprendidas entre el Coniaciense *p.p.* y el Paleoceno terminal – Eoceno inferior, aunque también se han estudiado los depósitos infrayacentes, de edad Cenomaniense inferior y Turoniense, así como los depósitos de edad Eoceno más alto del techo de la sección.

Los depósitos del Cenomaniense inferior están constituidos en este sector de la Sierra del Maigmó por calcarenitas *grainstone* muy ricas en orbitolinas que muestran estratificación cruzada a gran escala. A techo de estos depósitos se ha reconocido un *hardground* perforado por numerosas bioturbaciones (*borings*), rico en óxidos de hierro y en glauconita, que separa estos materiales de los del Turoniense. En este sector de la Sierra de Maigmó faltan, por tanto, los depósitos de edad Cenomaniense medio a superior, muy ricos en calciesferas, que alcanzan grandes espesores en áreas próximas (p.ej: Lomas de Pusa o Maigmó) (De Ruig, 1992).

El Turoniense está aquí constituido por calizas micríticas blancas tableadas algo lajosas, estratificadas en bancos de espesor centimétrico a decimétrico. Son muy ricas en foraminíferos planctónicos y calciesferas, con algunos prismas de inocerámidos, restos de equinodermos y escasos foraminíferos microbentónicos. Se han reconocido en estos materiales las biozonas de *Helvetotruncana helvetica*, *Marginotruncana schneegansi* y la parte inferior de la biozona de *Dicarinella concavata* (fig.5.2.9). Sobre estos depósitos se apoyan los materiales de la unidad Coniaciense *p.p.* – Santoniense, quedando entre ambas unidades un intervalo temporal sin depósito, que comprende la parte superior del Turoniense y parte del Coniaciense.

La **unidad Coniaciense *p.p.* – Santoniense** (Coniaciense superior - Santoniense superior) está constituida en este paraje de la Sierra del Maigmó por 53 metros (fig. 5.2.1 A y B) de calizas y margocalizas de tonos blancos a beige que van aumentando su contenido en terrígenos hacia las partes más altas de la unidad. Se apoya sobre la discontinuidad desarrollada a techo de los depósitos del Turoniense y queda cubierta por los depósitos de la unidad calizomargosa suprayacente.

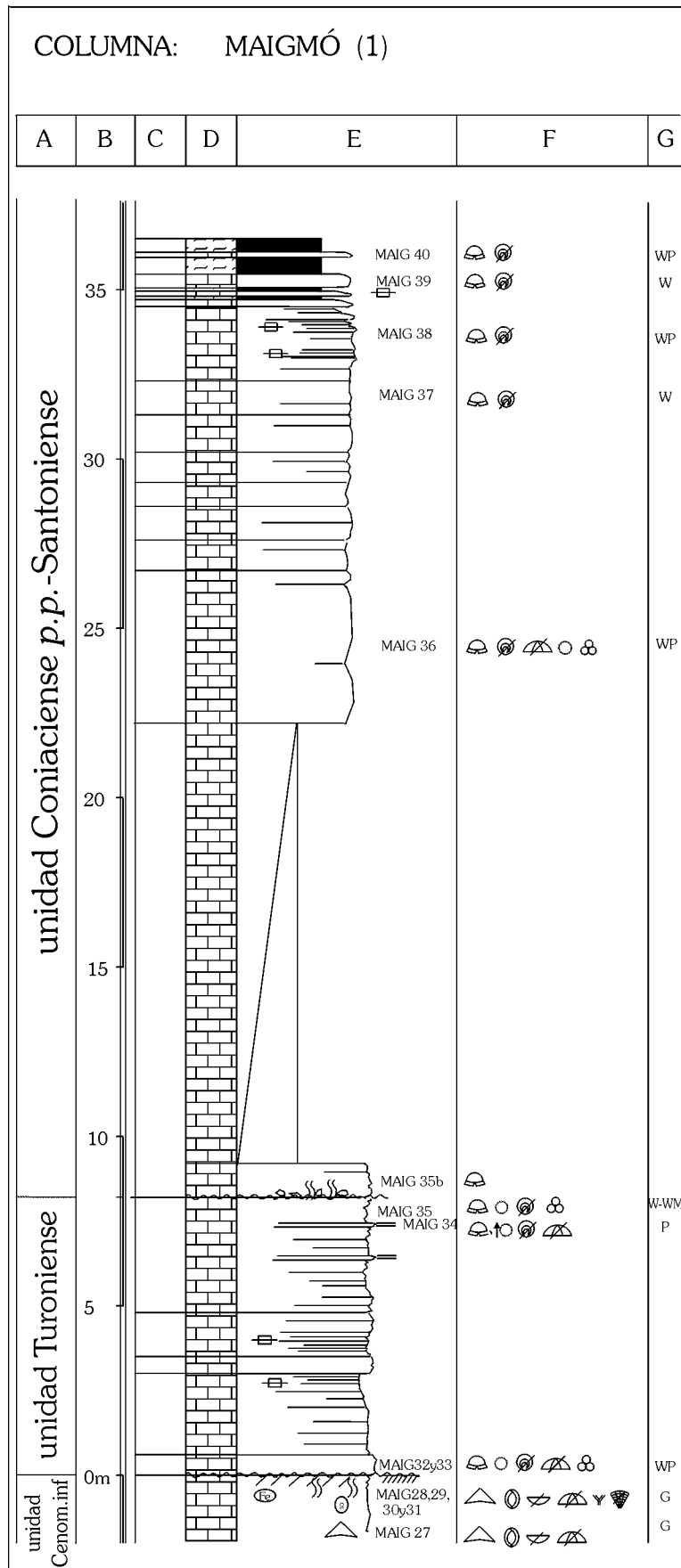


Figura 5.2.1 A. Columna estratigráfica de Maigmo (continúa).

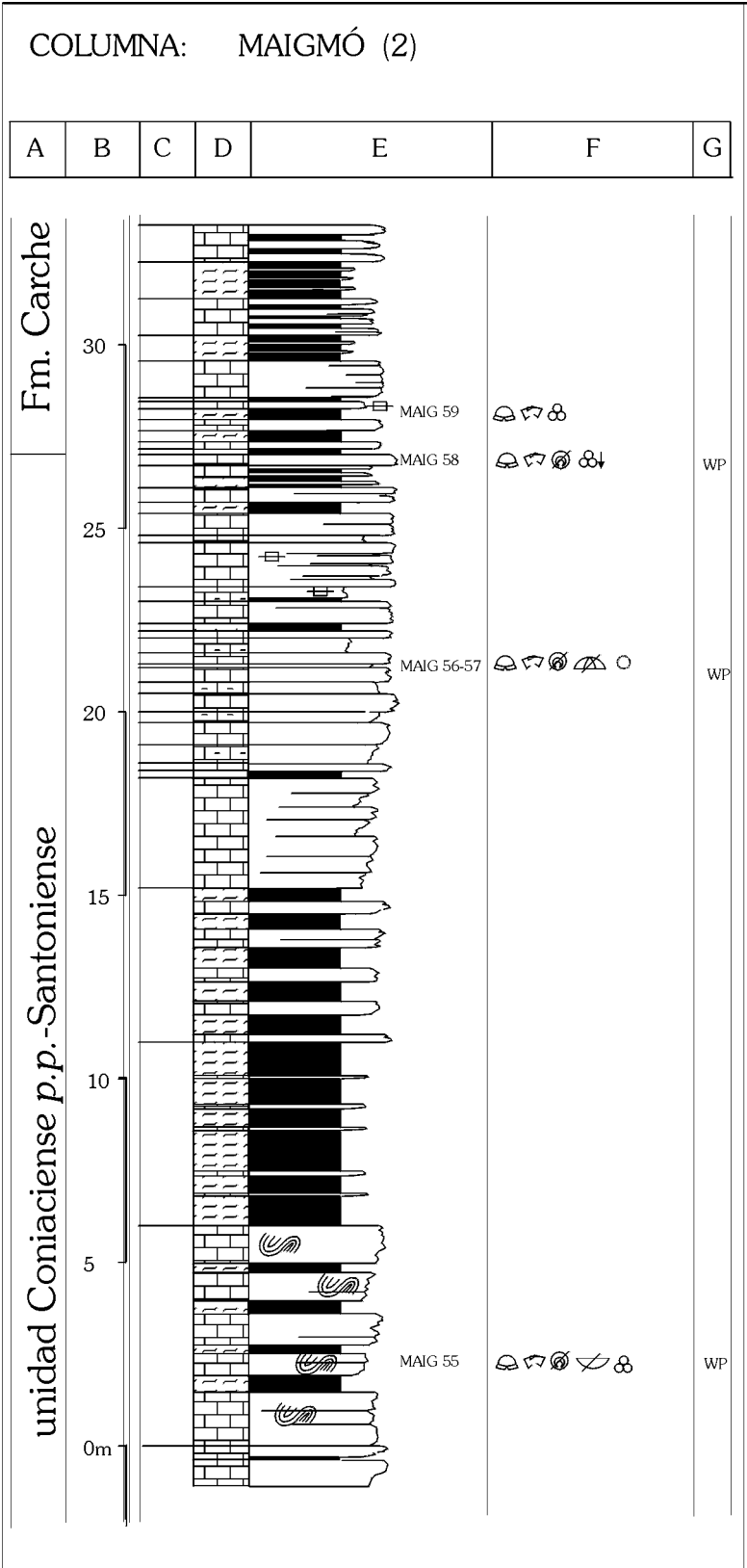


Figura 5.2.1 B. Columna estratigráfica de Maigmó (continuación).

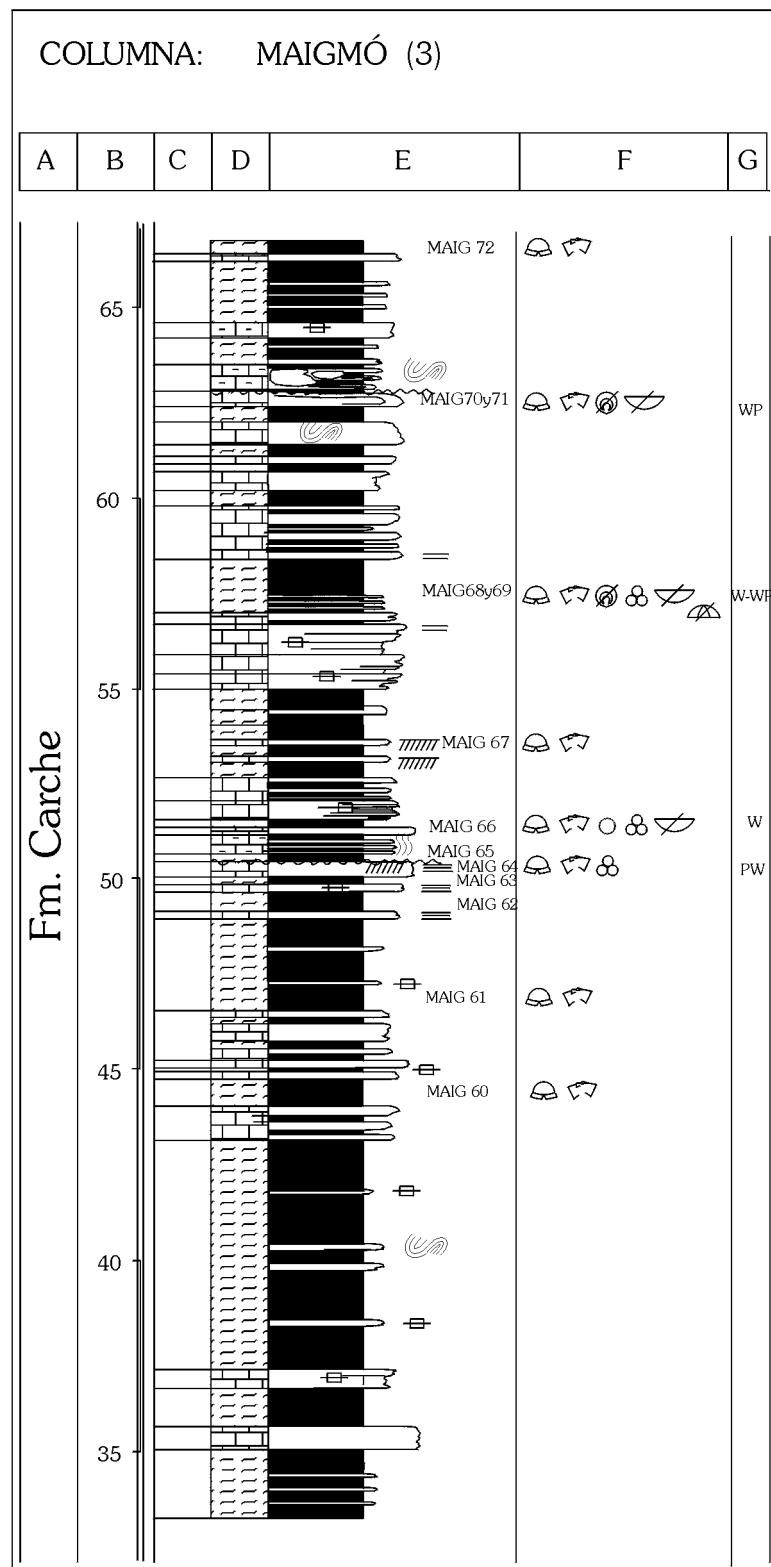


Figura 5.2.1.C. Columna estratigráfica de Maigmo (continuación).

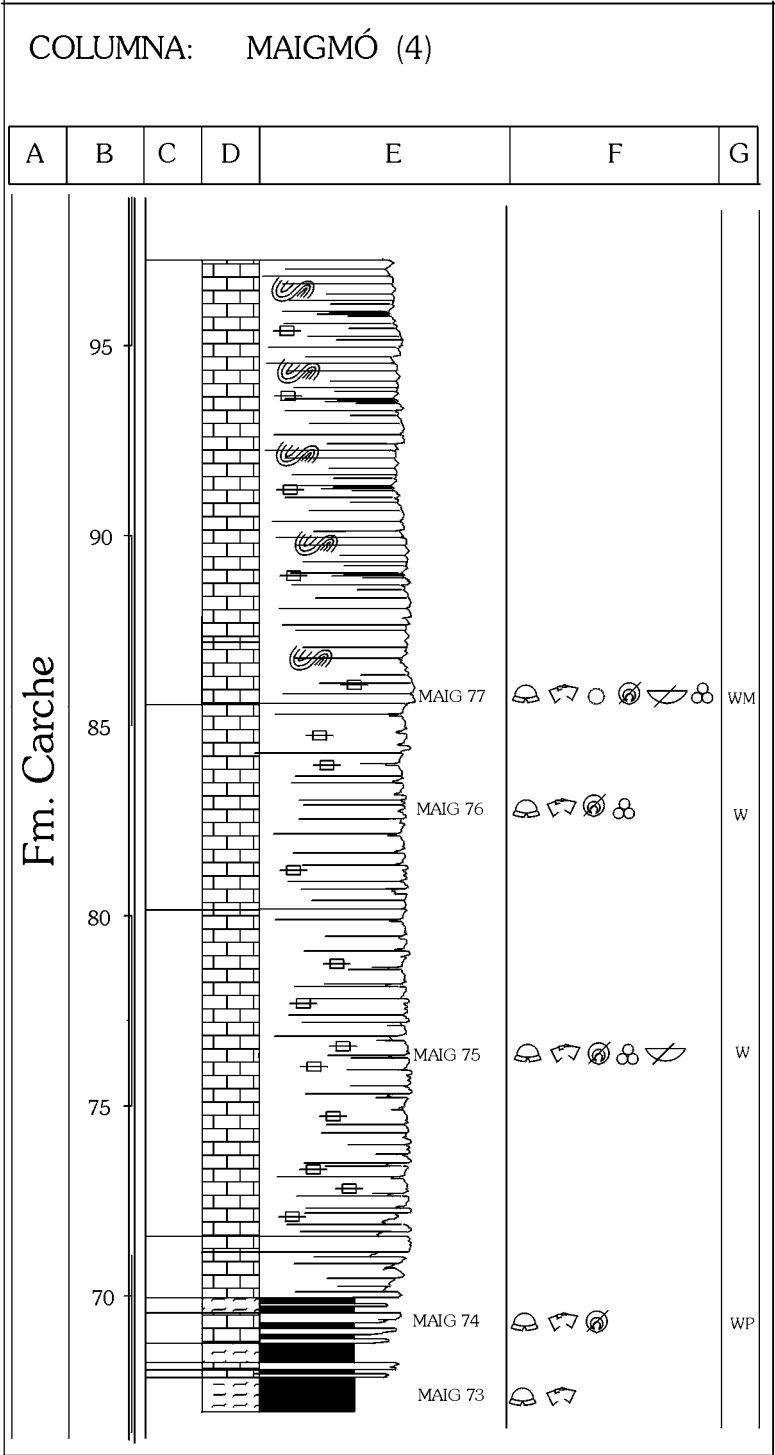


Figura 5.2.1 D. Columna estratigráfica de Maigmó (continuación).

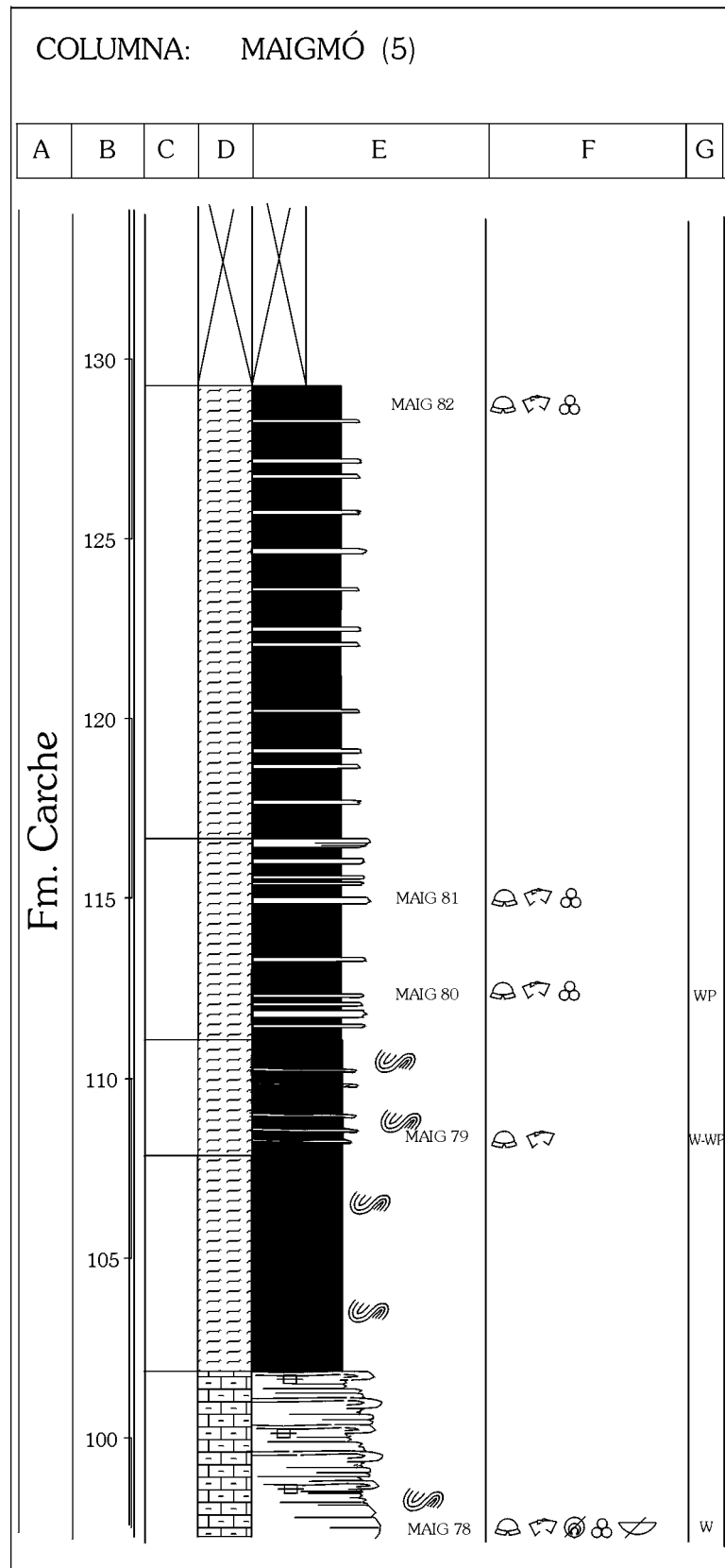


Figura 5.2.1 E.. Columna estratigráfica de Maigmo (continuación).

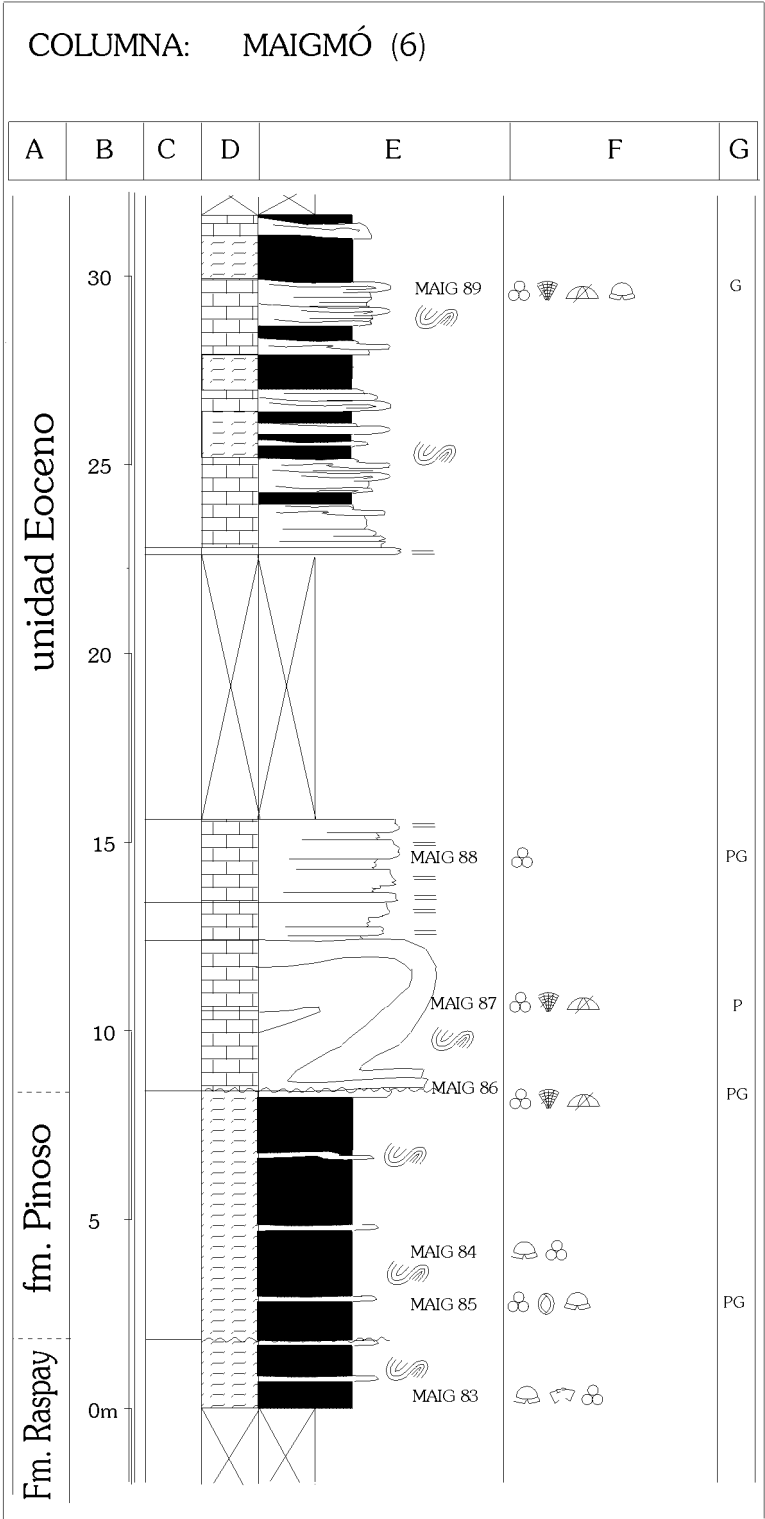


Figura 5.2.1 F. Columna estratigráfica de Maigmó (continuación).

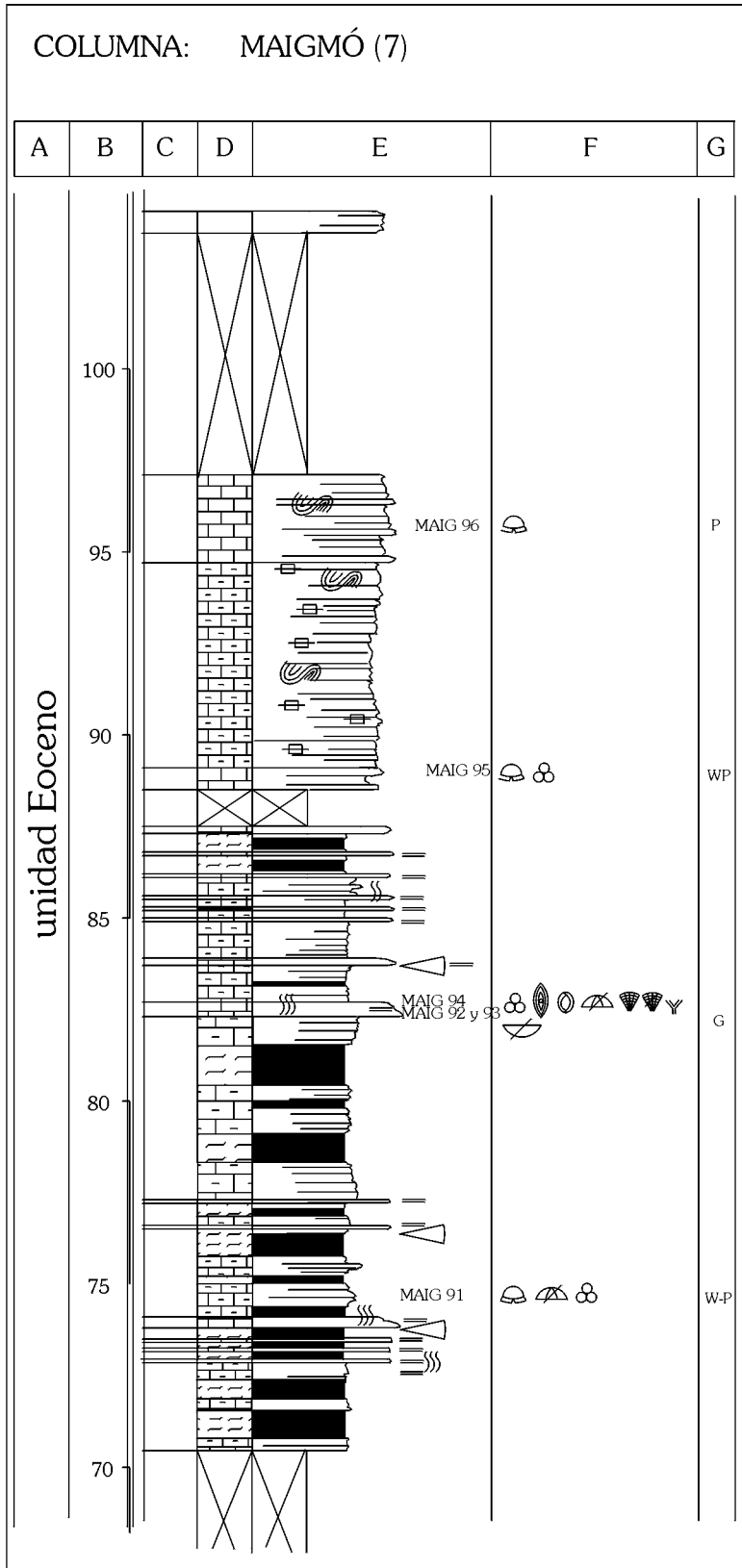


Figura 5.2.1 G.Columna estratigráfica de Maigmo (continuación).

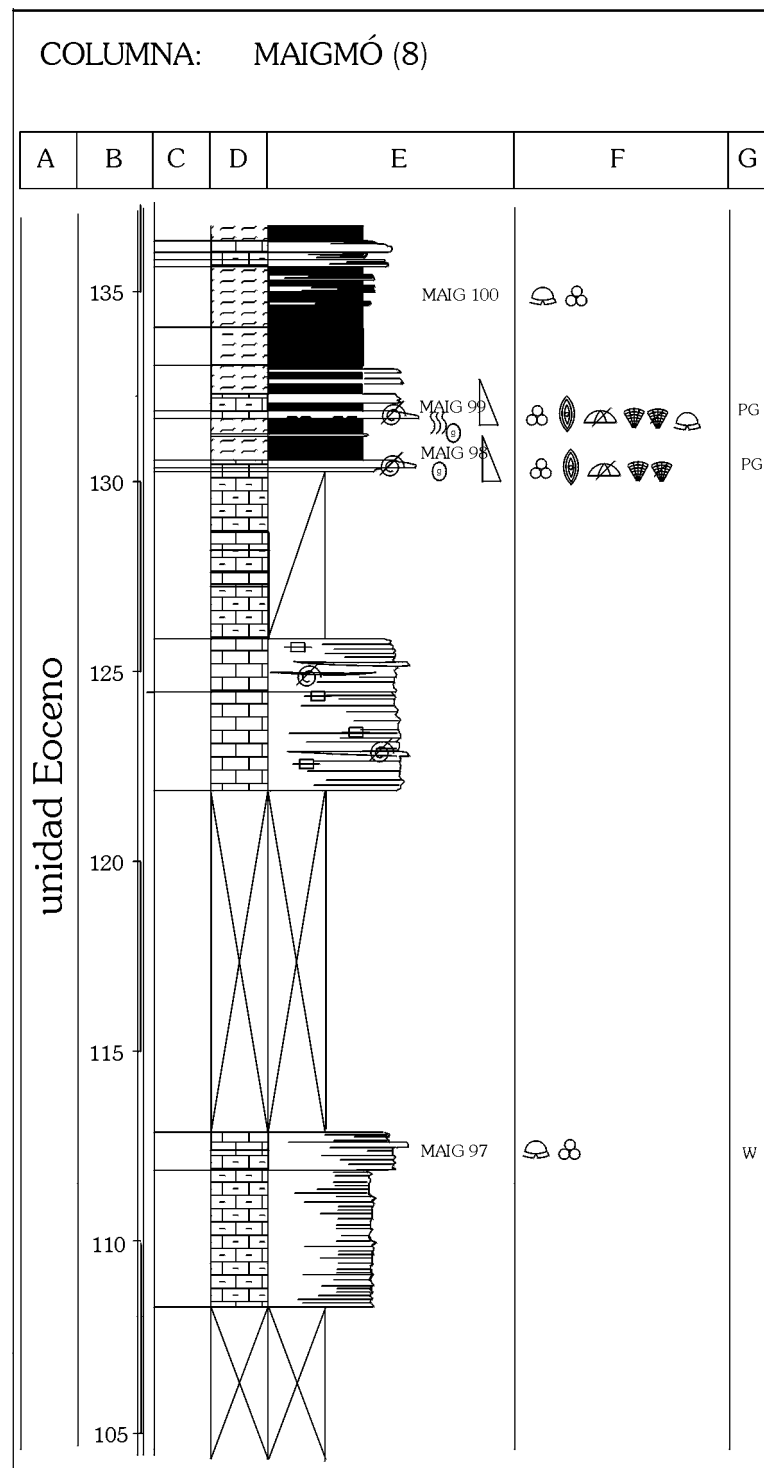


Figura 5.2.1 H. Columna estratigráfica de Maigmó (continuación y final).

El tránsito de la unidad Coniaciense *p.p.* – Santoniense hacia la unidad suprayacente se realiza de una manera bastante gradual, si bien es posible reconocer un aumento en terrígenos en los depósitos del Campaniense respecto a los del Santoniense.

La **Formación Carche** (Campaniense inferior a Maastrichtiense inferior) está constituida por una serie de carácter bastante rítmico, en la que alternan niveles calizos y calizomargosos con tramos más ricos en siliciclásticos. Esta unidad es algo más rica en terrígenos y muestra evidencias más marcadas de deformación sinsedimentaria que la unidad infrayacente.

Muestra, en este sector de la Sierra de Maigmo, un espesor mínimo de 105 m (fig. 5.2.1 B-E). La parte más alta de la unidad no llega a aflorar al quedar cubierta por los depósitos de arenas y conglomerados plio-cuaternarios que tapizan el lecho de la rambla que discurre por el valle.

La **Formación Raspay** (Maastrichtiense superior), muestra un espesor mínimo de 3 m (fig. 5.2.1 F), ya que sólo aflora la parte alta de la unidad, quedando el resto cubierto por los depósitos de la rambla. La unidad está constituida fundamentalmente por margas de color verdoso, entre las que se intercalan finos niveles más carbonáticos de tonos más claros. Directamente sobre esta unidad se apoyan los depósitos de la formación Pinoso, con características litológicas muy similares, aunque más arenosos. El estudio de las asociaciones de foraminíferos planctónicos ha puesto de manifiesto la existencia de una discontinuidad entre ambos depósitos que abarca la parte más alta del Maastrichtiense y prácticamente todo el Paleoceno.

Descansando sobre la Fm. Raspay, se encuentran los depósitos margosos de la **formación Pinoso** (Thanetiense superior alto - Ilerdiense inferior). Esta unidad tiene en esta zona de la Sierra del Maigmo un espesor de 7 m (ver fig 5.2.1 F) y está formada por margas de color gris-verdoso entre las que se intercalan finos niveles más carbonáticos limosoarenosos. La unidad está limitada a base y techo por discontinuidades estratigráficas (ver fig 5.2.1 F). Se apoya sobre la discontinuidad que la separa de la Fm. Raspay y queda limitada a techo por otra discontinuidad que pone en contacto estos materiales con depósitos de edad Eoceno más alto.

La parte más alta de la sección corresponde a los depósitos de edad Eoceno (fig. 5.2.1 F-H). Están constituidos por calizas, calizas margosas y margas muy ricas en foraminíferos planctónicos, que muestran fuertes evidencias de deformación sinsedimentaria de tipo *slump*. Entre estos materiales se intercalan niveles calcareníticos laminados, a menudo con *flute casts* en la base, en los que se ha reconocido la secuencia de Bouma. Estos niveles turbidíticos laminados muestran en los primeros metros una composición más rica en siliciclásticos, pasando en la vertical a presentar un carácter fundamentalmente bioclástico, con abundantes macroforaminíferos bentónicos de plataforma interna.

5.2.1. Sedimentología

Unidad Coniaciense p.p. – Santoniense

Unidad de carácter fundamentalmente carbonático, constituida en sus primeros metros por calizas micríticas blancas de aspecto bastante masivo, afectadas en algunos tramos por deformación sinsedimentaria, que dan paso a calizas tableadas micríticas blancas, entre las que se van intercalando niveles margocalizos y margosos de tonos gris-verde que se van haciendo más importantes hacia el techo de la unidad. Salvo los primeros metros de la unidad, de aspecto más masivo, esta unidad ofrece un carácter bastante rítmico.

Para esta unidad se han reconocido dos facies, una correspondiente a los tramos más carbonáticos (facies A.1) y otra a los niveles más margosos (facies A.2), que se agrupan en una única asociación de facies de ambientes hemipelágicos (fig. 5.2.2).

A	B	C	D	E	F
Unidad Coniaciense p.p.- Santoniense	Medio marino abierto hemipelágico carbonático	A.1	* * * Biomicrotas <i>wackestone-packstone</i> pobres en terrígenos ↓ ⊕ ↑	<0,5%	⊕ ⊗ ○ ⊗ ⊕ ⊕ ⊕ ↑P/B }-}}
		A.2	* * * Margas a margocalizas gris-verdosas		⊕ ⊗ ⊕ ↑P/B }

Figura 5.2.2. Resumen de las características de las facies observadas en la unidad Coniaciense p.p. – Santoniense en el Estrecho de la Sierra del Maigmo. A) Unidad. B) Medio de sedimentación. C) Siglas asignadas a las facies. D) Denominación de la facies y su abundancia relativa (un asterisco supone una baja abundancia, dos, moderada y tres, alta). E) Contenido en granos de cuarzo y F) Contenido fósil y, en el extremo derecho, el grado de bioturbación.

Asociación de facies de ambientes hemipelágicos carbonáticos

La facies A.1 está constituida por calizas y calizas ligeramente margosas, de tonos blanco a beige, estratificadas en bancos métricos a decimétricos en la parte inferior de la unidad y en bancos decimétricos - centimétricos en el resto. Están afectadas por una bioturbación ligera a

moderada, representada por finos tubos y por *Zoophycos*. Son biomicritas de textura *wackestone* a *packstone* de grano fino (fig. 5.2.3), con porcentajes inferiores al 0,5% de granos de cuarzo, de tamaño arena fina y de morfologías subangulosas. En aquellas ocasiones en que las biomicritas muestran una bioturbación menor, se ha podido reconocer una cierta laminación horizontal, originada por una orientación preferente de sus componentes. Esta laminación suele encontrarse asociada dentro de esta facies a biomicritas con textura *packstone*.

De su contenido fósil cabe destacar la presencia de numerosos restos de inocerámidos y de equínidos, así como de abundantes microfósiles. Entre éstos últimos, que dominan la asociación fósil, destacan los foraminíferos planctónicos (especialmente los carenados), algunas calciesferas y muy escasos foraminíferos bentónicos (formas planoespirales de pared hialina y de pequeño tamaño, característicos de aguas marinas abiertas y relativamente profundas). En los niveles más altos de la unidad la facies incluye también algunos restos de otros bivalvos y asociaciones de foraminíferos bentónicos ligeramente más numerosas. La relación entre los foraminíferos planctónicos y los bentónicos (P/B) para el conjunto de la unidad es alta (superior al 80%). El grado de conservación de los restos fósiles es, en general, bastante bueno, aunque se han observado evidencias de fragmentación de algunos restos (equínidos e inocerámidos) y la presencia algunos restos fosfatizados no identificables.

Incluidos en esta facies se reconocen bastantes cantos de composición fosfática, de pequeño tamaño y de diferentes morfologías, así como escasos cantitos de glauconita no oxidada.

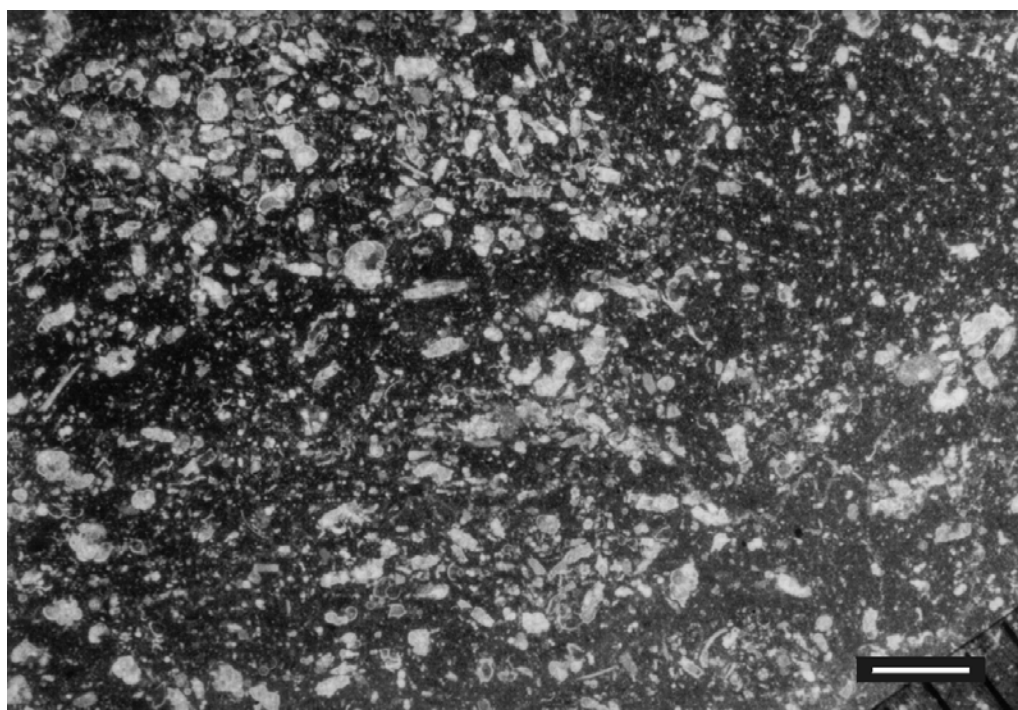


Figura 5.2.3. Aspecto al microscopio de la facies A.1 rica en foraminíferos planctónicos. Escala gráfica: 1 mm.

La facies A.2 está representada por margas poco plásticas, ricas en carbonato y de color gris a verde, que muestran a menudo un aspecto lajoso. Están afectadas por una bioturbación ligera de finos tubos (*burrows*), con rellenos de tonos más claros y de composición similar al material circundante.

La facies es muy rica en microfósiles, aunque también se han reconocido algunos prismas de inocerámidos. Entre los abundantes microfósiles de esta facies, destacan los foraminíferos planctónicos, junto con una asociación muy pobre de foraminíferos bentónicos (de pequeño tamaño y paredes calcáreas). La relación P/B es elevada (superior al 80%). El grado de conservación de los restos fósiles incluidos en esta facies es bueno y sólo los inocerámidos suelen estar fragmentados.

Interpretación ambiental

Atendiendo a la asociación fósil que caracteriza esta unidad, con la presencia de organismos exigentes en cuanto a las condiciones del medio marino, como los equinoideos, y la ausencia de organismos fotosintéticos, podemos decir que se trataba de un medio marino con condiciones de salinidad y de oxigenación normales, situado por debajo de la zona fótica. La profundidad de la zona fótica varía dependiendo de la latitud y de la turbidez de las aguas, aunque, como media, esta profundidad máxima se sitúa entorno a los 150 m (Sturrock, 1996). De este modo, se obtiene una aproximación a la paleobatimetría de estos depósitos, que podría considerarse superior a los 150 m.

La presencia de glauconita y de fosfatos en esta asociación de facies podría ser el resultado de la sedimentación en un fondo marino oxigenado, con materia orgánica, bajo unas condiciones de velocidad de sedimentación relativamente bajas.

En estos depósitos la bioturbación es bastante tenue, lo que ha permitido que se conserven algunas estructuras sedimentarias, como la fina laminación horizontal reconocida, y la marcada ritmicidad que caracteriza a la parte media – superior de la unidad.

La presencia de la fina laminación horizontal que suele encontrarse asociada a texturas de tipo *packstone*, podría indicar la actuación de corrientes que retrabajaron y lavaron estos depósitos marinos abiertos.

En conjunto, las características de las facies observadas en la unidad Coniaciense *p.p* - Santoniense indican que el depósito de esta unidad tuvo lugar en un medio marino abierto hemipelágico¹, bien oxigenado, con profundidades superiores al nivel de base del oleaje de tormenta y por debajo de la zona fótica, en el que predominaba la decantación de material pelágico. Este medio se vería ocasionalmente afectado por corrientes que retocaban estos depósitos.

La principal diferencia entre las dos facies reconocidas en esta unidad estriba en la proporción de terrígenos de grano muy fino que incluyen. La facies A.1, la más abundante, representa episodios con un bajo porcentaje de siliciclásticos de tamaño de grano arena fina a limo en suspensión, mientras que la facies A.2 corresponde a episodios con una mayor turbidez, con una alta cantidad de sedimentos de grano muy fino en suspensión. Las alternancias de ambas facies estarían reflejando variaciones en la entrada de terrígenos de grano muy fino en suspensión, probablemente en relación con variaciones climáticas y/o en el nivel relativo del mar. De este modo, los términos más ricos en terrígenos, en los que la producción de carbonato era menor, probablemente en relación con periodos caracterizados por temperaturas más bajas, podrían corresponder con momentos en los que el nivel relativo del mar era inferior. Mientras que los términos más carbonáticos corresponderían a episodios caracterizados por un nivel relativo del mar más alto. En periodos de *greenhouse*, como el que caracterizó el Cretácico y la primera parte del Terciario, las fluctuaciones del nivel del mar fueron poco significativas, por lo que cabría esperar que la influencia del clima sobre el aporte de sedimentos fuese mayor que la producida por las oscilaciones del nivel relativo del mar (Van der Zwan, 2002).

Dentro de la facies A.1, de calizas y calizas margosas, se ha observado un ligero cambio en las asociaciones faunísticas desde los tramos basales, muy ricos en foraminíferos planctónicos, calciesferas e inocerámidos, hacia la parte más alta de la unidad, que muestra también restos de otros grupos de bivalvos y foraminíferos bentónicos. Este cambio podría responder a una tendencia somerizante general de la unidad en la vertical, tendencia que quedaría modulada por las intercalaciones de la facies A.2.

¹ En este trabajo se denominan materiales hemipelágicos a los depósitos, generalmente de tamaño muy fino, formados a partir de la decantación de granos en suspensión y a partir de corrientes turbidíticas de baja densidad, de capas nefeloides y de otras corrientes semipermanentes/permanentes oceánicas, mientras que los depósitos pelágicos corresponderían a aquellos depósitos formados principalmente a partir de la lenta decantación de materiales en suspensión, cuyo desarrollo se ve favorecido en cuencas protegidas con escasas tasas de acumulación de terrígenos y en cuencas abisales (Kearey, 1993).

Formación Carche

Unidad de carácter bastante rítmico, constituida por alternancias de calizas, margocalizas y margas, que está afectada por una importante deformación sinsedimentaria.

Dentro de esta unidad se han reconocido tres facies, que se agrupan en una asociación de facies de ambientes marinos abiertos hemipelágicos (fig. 5.2.4).

Asociación de facies de ambientes hemipelágicos carbonáticos a mixtos

A	B	C	D	E	F
Formación Carche	Medio marino abierto hemipelágico carbonático a mixto	B.1	*** Biomicritas <i>wackestone</i> a <i>packstone</i> ↓○↓⊙	< 1% ↑P/B	☉ ☐ ○ ⊙ ⊙ ⊙ ⊙ ⊙ }-}}
		B.2	*** Margocalizas gris-verdosas	↑P/B	☉ ☐ ☐ ☐ ☐ }
		B.3	** Margas verdes a rojas	↑P/B	☉ ☐ ☐ }

Figura 5.2.4. Síntesis de las características de las tres facies reconocidas en la Formación Carche en la sección del Estrecho de Maigmó. Ver fig. 5.2.2 y 1.4.2 B para leyenda.

La facies B.1 está formada por calizas y calizas algo margosas, de color beige-salmón a gris-verdoso, estratificadas en bancos decimétricos. Estos materiales presentan hacia techo de la unidad un aspecto muy lajoso. Están afectados por una bioturbación variable, de ligera a intensa, constituida por tubos (*burrows*) de fino diámetro y diferentes orientaciones y por estructuras de tipo *Zoophycos*. Se trata de biomicritas *wackestone* a *packstone* de grano fino (fig. 5.2.5), con un contenido en granos de cuarzo, angulosos y de tamaño arena fina, inferior al 1%. Se ha reconocido una cierta orientación preferente en algunos casos, en bandas horizontales a curvadas más y menos bioclásticas. Entre su contenido fósil destacan abundantes restos de inocerámidos, de equínidos y de otros bivalvos. Entre los microforaminíferos cabe destacar los foraminíferos planctónicos (fundamentalmente carenados), algunas calciesferas y foraminíferos bentónicos (de pequeño tamaño y pared calcárea hialina y aglutinada calcárea y de terrígenos). La asociación fósil incluye también algunos coprolitos (fig. 5.2.5 B) y bioclastos de naturaleza fosfática (pequeños fragmentos no identificados y dientes de pequeños vertebrados). La relación planctónicos/bentónicos (P/B) es alta (superior al 75%). El grado de conservación de los restos fósiles es bueno, aunque los macrofósiles suelen estar desarticulados y también algo fragmentados. La facies incluye ocasionalmente pequeños cantos de glauconita, tanto ligeramente oxidada como sin oxidar, y de composición fosfática.

La facies B.2 incluye margocalizas de color gris a verde, bastante ricas en carbonatos, que suelen mostrar una baja plasticidad. Aparecen en niveles de espesor decimétrico a centimétrico, de aspecto a menudo lajoso, y están afectadas por una bioturbación ligera a moderada. Su contenido fósil está formado por algunos prismas de inocerámidos y abundantes microfósiles entre los que destacan los foraminíferos planctónicos, en general bastante ornamentados, y una asociación bastante pobre de foraminíferos microbentónicos de paredes calcáreas hialinas y aglutinadas. Su relación P/B es elevada (superior al 75%). Salvo los inocerámidos, que están fragmentados, el grado de conservación de su contenido fósil es bueno.

La facies B.3 está constituida por margas de color verde a rojizo - salmón, con contenidos variables en carbonato, aunque siempre inferiores al de la facies B.2. Se presentan en niveles de espesor decimétrico a métrico y muestran una bioturbación ligera, formada por tubos (*burrows*) con rellenos margocalizos de tonos más claros. Su asociación fósil está exclusivamente representada por foraminíferos, fundamentalmente foraminíferos planctónicos, de formas globosas y carenadas, y también algunos foraminíferos bentónicos de pequeño tamaño y pared calcárea y aglutinada. La relación entre los foraminíferos planctónicos y bentónicos (P/B) es superior al 75%. El grado de conservación de los restos fósiles en esta facies es medio a bueno. Los caparazones de los foraminíferos suelen estar algo recrystalizados y, en algunas ocasiones, algo ferruginizados en su exterior.

Interpretación ambiental

El depósito de esta asociación de facies tuvo lugar en un medio marino abierto y oxigenado, hemipelágico, similar al descrito para la unidad infrayacente, aunque respecto a éste, recibía aportes algo superiores de terrígenos de grano muy fino en suspensión y no se han reconocido evidencias de retoque por corrientes. En cuanto a la paleobatimetría, la asociación de foraminíferos bentónicos, aunque no está bien caracterizada, indicaría profundidades marinas batiales, esto es, superiores a los 200m, según van Morkhoven *et al.* (1986) y Speijer (1994). Estas batimetrías serían similares o ligeramente superiores a las reconocidas para la unidad Coniaciense *p.p.* – Santoniense. Las oscilaciones del nivel relativo del mar a lo largo del depósito de la unidad no debieron ser muy importantes, ya que las asociaciones fósiles muestran una gran semejanza, tanto dentro de la misma facies en su evolución en la vertical, como entre unas facies y otras.

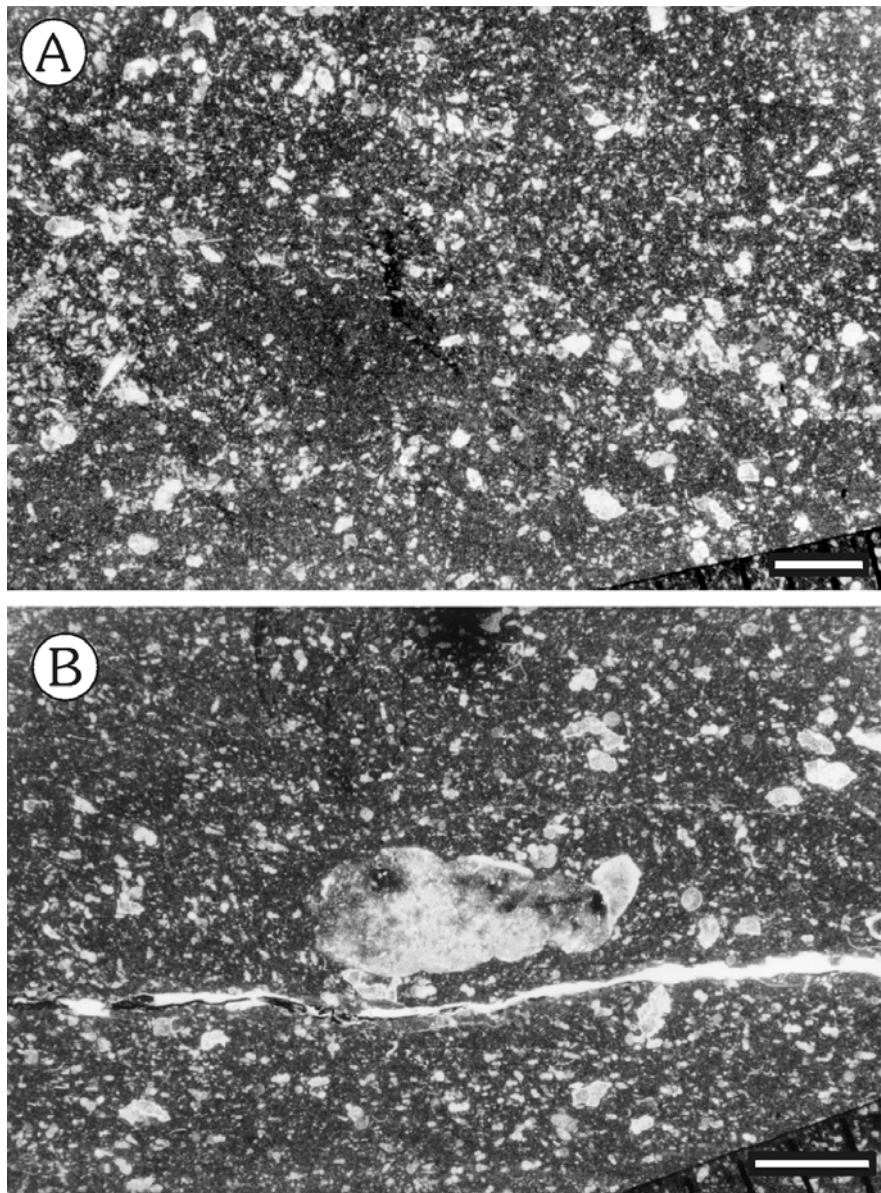


Figura 5.2.5. Dos aspectos al microscopio de la facies B.1. **A.** Ejemplo de las biomicritas ricas en foraminíferos planctónicos de la facies B.1. **B.** Coprolito de composición fosfática observado en esta facies. Escala gráfica en ambas imágenes: 1 mm.

La tenue laminación reconocida en esta asociación de facies, con bandas horizontales lineales a curvadas ricas en bioclastos que alternan con bandas más micríticas, estaría relacionada con la bioturbación de tipo *Zoophycos* reconocida en esta unidad. Se trataría, por

tanto, de bandas alternantes de sedimentos retrabajados y no retrabajados por el organismo productor de la estructura.

La unidad, en su conjunto, fue depositada en un ambiente relativamente inestable, lo que queda reflejado por la presencia de numerosos *slumps*, especialmente en la parte más alta de la unidad (ver figs. 5.2.1 C-E), pequeñas fallas normales y niveles caóticos con bloques.

Formación Raspay

La pequeña porción que aflora de esta unidad está formada fundamentalmente por margas de tonos grisáceos a verdosos, con finas intercalaciones ligeramente más ricas en carbonato y del mismo color, aunque en tonos más claros. Presenta un carácter bastante rítmico, en el que alternan tramos más potentes de margas con finos niveles margocalizos, y está afectada por una intensa deformación de *slumps* (ver fig 5.2.1 F).

Se han diferenciado dos facies dentro de esta unidad (facies C.1 y C.2), que se agrupan en una única asociación de facies correspondiente a medios marinos abiertos caracterizados por una sedimentación hemipelágica (fig. 5.2.6):


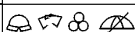
A	B	C	D	E	F
Formación Raspay	Medio marino abierto hemipelágico mixto	C.1	*** Margas gris-verdosas		 ↑P/B
		C.2	** Margocalizas gris-verdosas		 ↑P/B

Figura 5.2.6. Cuadro que resume las principales características de las facies observadas en los materiales aflorantes de la Formación Raspay. Ver fig. 5.2.2. para leyenda.

Asociación de facies de ambientes hemipelágicos mixtos

La facies C.1. está formada por margas a margocalizas de color gris a verde, con contenidos variables en carbonato, que están afectadas por numerosos *slumps*. Los tramos más carbonáticos suelen mostrar un aspecto algo lajoso. Esta facies incluye una rica asociación fósil constituida por abundantes microfósiles, entre los que destacan numerosos foraminíferos planctónicos, de morfologías globosas y ornamentadas, y una asociación bastante rica de foraminíferos microbentónicos de paredes calcáreas y aglutinadas. La relación P/B es alta (superior al 70%). Los restos fósiles muestran una buena conservación.

La facies C.2, constituida por margocalizas de tonos grises a verdosos claros, muestra mayores proporciones en carbonatos que la facies previamente descrita. Esta facies aparece intercalada entre las margas de la facies anterior en finos niveles de espesor centimétrico.

Su asociación fósil incluye abundantes caparazones de foraminíferos planctónicos, entre los que se diferencian tanto formas globosas como carenadas y numerosos foraminíferos microbentónicos con paredes fundamentalmente calcáreas, aunque también son bastante abundantes los de paredes aglutinadas. Esta facies muestra una relación entre los foraminíferos planctónicos y bentónicos muy similar a la anterior facies, es decir, superior al 70%. El estado de conservación de los restos fósiles es bueno.

Interpretación ambiental

El ambiente de depósito de esta asociación de facies se interpreta como un medio marino hemipelágico, poco agitado, en el que predominaba la lluvia de material siliciclástico muy fino y de organismos pelágicos, que se desarrolló bajo unas condiciones parecidas a las descritas para las anteriores unidades. Sin embargo, respecto a éstas, la asociación de facies que caracteriza esta unidad muestra mayores proporciones de arcillas, lo que reflejaría que se trataba de un medio con una mayor cantidad de sedimentos de grano muy fino en suspensión, es decir, de un medio con una mayor turbidez. Por otra parte, la asociación de foraminíferos bentónicos que habitaba estos fondos marinos, algo más rica que la de las unidades anteriores, indica, al igual que para la unidad infrayacente, paleoprofundidades batiales (superiores a los 200 m), según van Morkhoven *et al.* (1986) y Speijer (1994).

La sedimentación en este medio marino abierto tuvo lugar bajo unas condiciones bastante inestables, reflejadas por las numerosas estructuras de deformación de tipo *slump* que afectan a esta unidad.

Formación Pinoso

Esta unidad muestra, como se ha citado anteriormente, un aspecto muy similar al de la unidad infrayacente, esto es, fundamentalmente margoso, con pasadas algo más carbonáticas intercaladas. Pero, a diferencia de la anterior, las pasadas más ricas en carbonato muestran un aspecto “arenoso”. La unidad, al igual que la Fm. Raspay, está afectada por abundantes *slumps*.

Se han diferenciado dos facies para esta unidad, una correspondiente a los depósitos margosos a margocalizos (facies D.1) y otra en los niveles más carbonáticos y de aspecto arenoso (facies D.2), que se agrupan en una asociación de facies que caracteriza un ambiente marino abierto de plataforma externa mixta (fig. 5.2.7).

















A	B	C	D	E	F
formación Pinoso	Plataforma externa mixta	D.1	* * * Margas y margocalizas gris-verde		  ↑P/B } 
	Flujos turbid.	D.2	* * Calizas limoso-arenosas   ↓	4% - 8%	           ↓≈P/B }

Figura 5.2.7. Cuadro síntesis de las características de las facies identificadas en la fm. Pinoso en la Sierra de Maigmo. Ver fig. 5.2.2 y 1.4.2 B para leyenda.

Asociación de facies de plataforma externa mixta con aportes turbidíticos

La facies D.1 está formada por margas de color gris – verdoso, con contenidos variables en carbonato, que se presentan en niveles de espesor decimétrico a métrico. Están afectadas por una ligera bioturbación de tubos (*burrows*) de muy fino diámetro.

Son ricas en foraminíferos planctónicos, de formas globosas y trocoespirales angulosas, junto con muy escasos foraminíferos bentónicos de pequeño tamaño. La relación P/B es alta (superior al 80%).

La facies D.2 está constituida por calizas limosoarenosas de color grisáceo, que aparecen intercaladas en finos niveles de espesor centimétrico entre las margas de la facies D.1. Muestran una fina laminación paralela y una tenue bioturbación, constituida por finos *burrows* con diferentes orientaciones. Se trata de calcarenitas *packstone* a *grainstone*, de tamaño de grano arena media a fina (fig. 5.2.8), con contenidos variables (entre el 4 y el 8%) en granos de cuarzo subangulosos, de tamaño arena fina a media. Su asociación fósil refleja una cierta mezcla de faunas relativamente someras con faunas de aguas más abiertas y algo más profundas. Incluye abundantes restos de algas rojas, algunas espículas de esponja, restos de equínidos, foraminíferos macrobentónicos, de pared hialina y aporcelanada (miliólidos) y escasos foraminíferos planctónicos. La relación P/B es baja (inferior al 30%). El grado de conservación de su contenido fósil varía considerablemente de unos grupos a otros, aunque en general se puede considerar bueno. Los restos de algas rojas están bastante micritizados y los restos de esponja y los equínidos muestran evidencias de fragmentación, mientras que los foraminíferos muestran una excelente conservación.

La facies incluye pequeños clastos subredondeados de glauconita no oxidada y escasos clastos de naturaleza fosfática.

Interpretación ambiental

El depósito de esta unidad tuvo lugar en una plataforma externa mixta, bajo unas condiciones poco agitadas, con predominio de la lluvia de material pelágico, y de alta turbidez, con una alta proporción de sedimento de grano muy fino en suspensión. La escasa bioturbación que afecta a estos materiales, junto con la mínima presencia de organismos bentónicos podría indicar unas condiciones anómalas en cuanto a la oxigenación del fondo para esta unidad.

Este medio recibía esporádicos aportes cargados en terrígenos de grano más grueso y caracterizados por una mezcla de faunas someras y algo más profundas (facies D.2), que representarían la llegada de materiales algo más someros y más próximos al continente a este medio marino abierto y tranquilo, transportados por corrientes de carácter turbidítico.

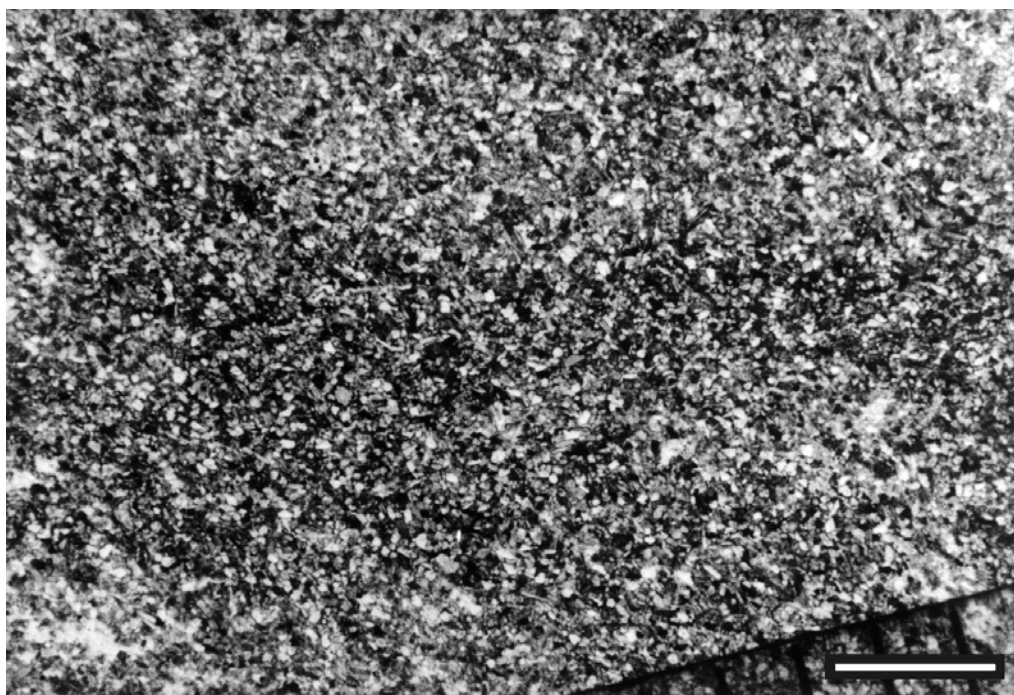


Figura 5.2.8. Ejemplo al microscopio óptico de las calcarenitas de grano fino ricas en terrígenos de la facies D.2. Escala gráfica: 1mm.

Los depósitos turbidíticos descritos en esta unidad serían equivalentes al primer término calcarenítico con laminación paralela diferenciado para la parte superior de los niveles turbidíticos descritos en Aixorta (ver apartado 5.3.1 y fig. 5.3.8), pero con un mayor contenido en granos de cuarzo.

5.2.2. Biocronoestratigrafía

La edad de estos materiales se ha obtenido a partir del estudio en lámina delgada y levigado de las asociaciones de foraminíferos planctónicos (fig. 5.2.9 y láminas 1-3 y 8-12 del apéndice fotográfico).

También se han estudiado las asociaciones de foraminíferos microbentónicos. Si bien la amplia distribución en el tiempo de gran parte de las especies y géneros de foraminíferos bentónicos no permite una datación muy precisa, son instrumentos muy útiles para la interpretación paleoambiental, ya que su distribución en función de la batimetría suele estar bastante delimitada.

Unidad Coniaciense *p.p.* – Santoniense

Foraminíferos planctónicos: Se ha identificado la parte superior de la biozona de *Dicarinella concavata* y la biozona de *Dicarinella asymetrica*.

Biozona de *Dicarinella concavata* (parte superior). Zona de intervalo delimitada inferiormente por la primera aparición de la especie índice y superiormente por la primera aparición de *Dicarinella asymetrica*. Se ha reconocido la parte superior de esta biozona con los taxones que se citan a continuación (fig. 5.2.9):

Dicarinella concavata (BROTZEN, 1934)

Dicarinella primitiva (DALBIEZ, 1955)

Globigerinelloides sp.

Hedbergella sp.

Marginotruncana coronata (BOLLI, 1945)
Marginotruncana renzi (GANDOLFI, 1942)

Biozona de *Dicarinella asymetrica*: Biozona de rango total. Se han identificado los siguientes taxones (fig. 5.2.9):

Contusotruncana fornicata (PLUMMER, 1931)
Dicarinella asymetrica (SIGAL, 1952)
Dicarinella concavata (BROTZEN, 1934)
Dicarinella primitiva (DALBIEZ, 1955)
Globigerinelloides sp.
Globotruncana arca (CUSHMAN, 1926)
Globotruncana bulloides VOGLER, 1941
Globotruncana linneiana (D'ORBIGNY, 1839)
Globotruncana mariei BANNER Y BLOW, 1960
Globotruncana orientalis EL NAGGAR, 1966
Globotruncanita elevata (BROTZEN, 1934)
Globotruncanita stuartiformis (DALBIEZ, 1955)
Hedbergella sp.
Heterohelix sp.
Marginotruncana coronata (BOLLI, 1945)
Marginotruncana marginata (REUSS, 1845)
Marginotruncana pseudolinneiana PESSAGNO, 1967
Marginotruncana renzi (GANDOLFI, 1942)
Marginotruncana sigali (REICHEL, 1950)
Marginotruncana sinuosa PORTHAULT, 1970
Marginotruncana sp.
Rugoglobigerina sp.

Interpretación cronoestratigráfica

Para los niveles inferiores de esta unidad se ha identificado la parte alta de la biozona de *Dicarinella concavata*, caracterizada, según Robaszynski *et al.* (2000), por la presencia de abundantes ejemplares de la especie nominal. A esta parte superior de la biozona le corresponde una edad Coniacense superior a Santoniense inferior, de acuerdo con el cuadro biocronoestratigráfico para el Cretácico de Hardenbol *et al.* (1998a) y Robaszynski *et al.* (2000).

El resto de la unidad queda incluido en la biozona de *Dicarinella asymetrica*, con una edad Santoniense medio a superior (según Hardenbol *et al.* 1998a). Algunos autores (Premoli Silva y Sliter, 1995 y Robaszynski *et al.*, 2000) asignan una edad Santoniense terminal a Campaniense basal a la parte más alta de esta biozona.

En conjunto, la asociación de foraminíferos planctónicos de esta unidad ofrece una edad Coniacense superior - Santoniense superior (Campaniense basal) para esta unidad.

Formación Carche

Foraminíferos planctónicos: De base a techo de la unidad se han reconocido las biozonas de *Globotruncanita elevata*, *Globotruncana ventricosa*, *Globotruncanita calcarata*, *Globotruncana falsostuarti* y la parte inferior-media de la biozona de *Gansserina gansseri*.

Biozona de *Globotruncanita elevata* Biozona de rango parcial definida inferiormente por la última aparición de *Dicarinella asymetrica* y superiormente por la primera aparición de *Globotruncana ventricosa*.

La biozona de *G. elevata* queda definida en esta sección por la presencia de los siguientes taxones (fig. 5.2.9):

Contusotruncana fornicata (PLUMMER, 1931)
Globigerinelloides sp.
Globotruncana arca (CUSHMAN, 1926)
Globotruncana bulloides VOGLER, 1941
Globotruncana linneiana (D'ORBIGNY, 1839)
Globotruncana mariei BANNER Y BLOW, 1960

Globotruncana orientalis EL NAGGAR, 1966
Globotruncana rosetta (CARSEY, 1926)
Globotruncanita elevata (BROTZEN, 1934)
Globotruncanita stuartiformis (DALBIEZ, 1955)
Hedbergella sp.
Hedbergella monmouthensis (OLSSON, 1960)
Heterohelix sp.
Marginotruncana sp.
Schackoina sp.

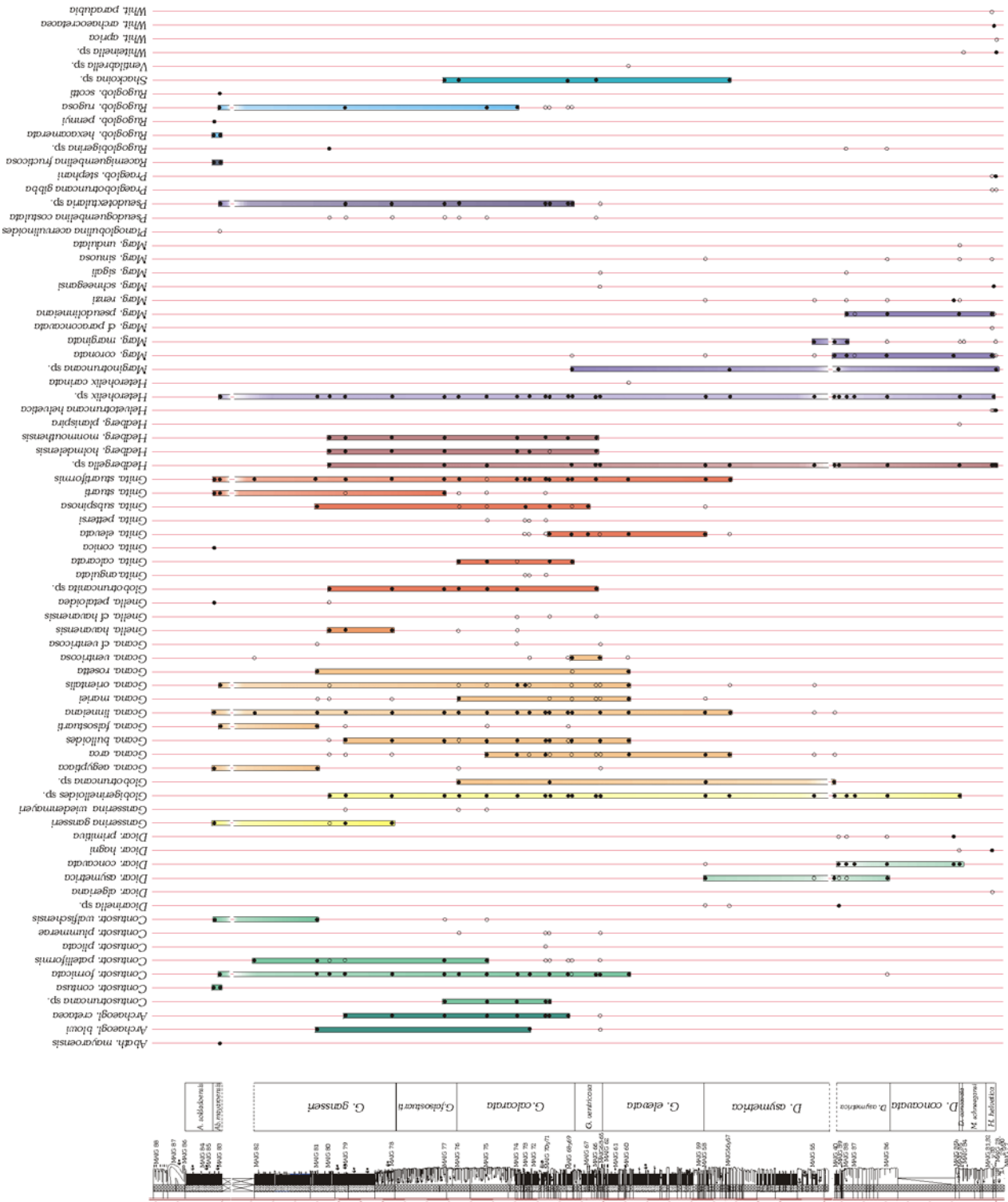
Biozona de *Globotruncana ventricosa* Biozona de intervalo. Su límite inferior lo define la primera aparición de la especie índice y su límite superior la primera aparición de *Globotruncanita calcarata*. Dentro de esta biozona se han reconocido los siguientes géneros y especies (fig. 5.2.9):

Archaeoglobigerina blowi PESSAGNO, 1967
Archaeoglobigerina cretacea (D'ORBIGNY, 1940)
Contusotruncana fornicata (PLUMMER, 1931)
Contusotruncana patelliformis (GANDOLFI, 1955)
Contusotruncana plummerae (GANDOLFI, 1955)
Globigerinelloides sp.
Globotruncana aegyptiaca NAKKADY, 1950
Globotruncana arca (CUSHMAN, 1926)
Globotruncana bulloides VOGLER, 1941
Globotruncana linneiana (D'ORBIGNY, 1839)
Globotruncana mariei BANNER Y BLOW, 1960
Globotruncana orientalis EL NAGGAR, 1966
Globotruncana rosetta (CARSEY, 1926)
Globotruncana ventricosa WHITE, 1928
Globotruncanita elevata (BROTZEN, 1934)
Globotruncanita stuartiformis (DALBIEZ, 1955)
Globotruncanita subspinosa (PESSAGNO, 1960)
Hedbergella sp.
Hedbergella holmdelensis OLSSON, 1964
Hedbergella monmouthensis (OLSSON, 1960)
Heterohelix sp.
Marginotruncana schneegansi (SIGAL, 1952)
Marginotruncana sigali (REICHEL, 1950)
Pseudoguembelina costulata (CUSHMAN, 1938)
Pseudotextularia sp.
Schackoina sp.

Biozona de *Globotruncanita calcarata* Biozona de rango total, cuyos límites están marcados por la primera y última aparición de la especie nominal.
 Se han reconocido los siguientes taxones (fig. 5.2.9):

Archaeoglobigerina blowi PESSAGNO, 1967
Archaeoglobigerina cretacea (D'ORBIGNY, 1940)
Contusotruncana fornicata (PLUMMER, 1931)
Contusotruncana patelliformis (GANDOLFI, 1955)
Contusotruncana plummerae (GANDOLFI, 1955)
Globigerinelloides sp.
Globotruncana arca (CUSHMAN, 1926)
Globotruncana bulloides VOGLER, 1941
Globotruncana falsostuarti SIGAL, 1952
Globotruncana linneiana (D'ORBIGNY, 1839)
Globotruncana mariei BANNER Y BLOW, 1960
Globotruncana orientalis EL NAGGAR, 1966
Globotruncana rosetta (CARSEY, 1926)

Afloramientos – Sector Sierra del Maigmo



Globotruncana ventricosa WHITE, 1928
Globotruncana cf. *ventricosa* WHITE, 1928
Globotruncanella havanensis (VOORWIJK, 1937)
Globotruncanella cf. *havanensis* (VOORWIJK, 1937)
Globotruncanita calcarata (CUSHMAN, 1927)
Globotruncanita elevata (BROTZEN, 1934)
Globotruncanita pettersi (GANDOLFI, 1955)
Globotruncanita stuarti (DE LAPPARENT, 1918)
Globotruncanita stuartiformis (DALBIEZ, 1955)
Globotruncanita subspinoso (PESSAGNO, 1960)
Hedbergella sp.
Hedbergella holmdelensis OLSSON, 1964
Hedbergella monmouthensis (OLSSON, 1960)
Heterohelix sp.
Marginotruncana sp.
Marginotruncana coronata (BOLLI, 1945)
Pseudoguembelina costulata (CUSHMAN, 1938)
Pseudotextularia sp.
Rugoglobigerina rugosa (PLUMMER, 1926)
Schackoina sp.

Biozona de *Globotruncana falsostuarti* Biozona de rango parcial, limitada inferiormente por la última presencia de *Globotruncanita calcarata* y superiormente por la primera aparición de *Gansserina gansseri*, según Robaszynski *et al.* (2000).

Queda caracterizada en esta sección por la presencia de (fig. 5.2.9):

Archaeoglobigerina blowi PESSAGNO, 1967
Archaeoglobigerina cretacea (D'ORBIGNY, 1940)
Contusotruncana fornicata (PLUMMER, 1931)
Contusotruncana patelliformis (GANDOLFI, 1955)
Globigerinelloides sp.
Globotruncana bulloides VOGLER, 1941
Globotruncana linneiana (D'ORBIGNY, 1839)
Globotruncana orientalis EL NAGGAR, 1966
Globotruncana rosetta (CARSEY, 1926)
Globotruncanita stuarti (DE LAPPARENT, 1918)
Globotruncanita stuartiformis (DALBIEZ, 1955)
Globotruncanita subspinoso (PESSAGNO, 1960)
Hedbergella holmdelensis OLSSON, 1964
Hedbergella monmouthensis (OLSSON, 1960)
Heterohelix sp.
Pseudoguembelina costulata (CUSHMAN, 1938)
Pseudotextularia sp.
Rugoglobigerina rugosa (PLUMMER, 1926)
Schackoina sp.

Biozona de *Gansserina gansseri* (parte inferior – media) Biozona de intervalo, cuyo límite inferior está definido por la primera presencia de la especie índice y el superior por la primera presencia de *Abathomphalus mayaroensis*. Se ha reconocido tan sólo la parte inferior – media de la biozona, con la presencia de los siguientes taxones (fig. 5.2.9):

Archaeoglobigerina blowi PESSAGNO, 1967
Archaeoglobigerina cretacea (D'ORBIGNY, 1940)
Contusotruncana fornicata (PLUMMER, 1931)
Contusotruncana patelliformis (GANDOLFI, 1955)

Figura 5.2.9. Cuadro bioestratigráfico con los rangos de distribución de los foraminíferos planctónicos de la sección de la Sierra del Maigmó.

Contusotruncana walfischensis (TODD, 1970)
Gansserina gansseri (BOLLI, 1951)
Gansserina wiedenmayeri (GANDOLFI, 1955)
Globigerinelloides sp.
Globigerinelloides subcarinatus (BRÖNNIMANN, 1952)
Globotruncana aegyptiaca NAKKADY, 1950
Globotruncana arca (CUSHMAN, 1926)
Globotruncana bulloides VOGLER, 1941
Globotruncana falsostuarti SIGAL, 1952
Globotruncana linneiana (D'ORBIGNY, 1839)
Globotruncana mariei BANNER Y BLOW, 1960
Globotruncana orientalis EL NAGGAR, 1966
Globotruncana rosetta (CARSEY, 1926)
Globotruncanella havanensis (VOORWIJK, 1937)
Globotruncanella petaloidea (GANDOLFI, 1955)
Globotruncanita stuarti (DE LAPPARENT, 1918)
Globotruncanita stuartiformis (DALBIEZ, 1955)
Globotruncanita subspinosa (PESAGNO, 1960)
Hedbergella holmdelensis OLSSON, 1964
Hedbergella monmouthensis (OLSSON, 1960)
Heterohelix sp.
Pseudoguembelina costulata (CUSHMAN, 1938)
Pseudotextularia sp.
Rugoglobigerina rugosa (PLUMMER, 1926)

Foraminíferos bentónicos: Se ha reconocido una asociación poco variada de formas bentónicas de pequeño tamaño, características de aguas relativamente profundas:

Ammodiscus sp.
Anomalinoidea sp.
Arenobulimina sp.
Cibicides velascoensis (CUSHMAN, 1925)
Coryphostoma incrassata (REUSS, 1851)
Dorothyia sp.
Gaudryna sp.
Gyrogoninoides sp.
Glomospira charoides (JONES Y PARKER)
Lenticulina sp.
Marssonella oxycona (REUSS, 1860)
Reussella szajnochae (GRZYBOWSKI, 1896)
Stensioina pommerana BROTZEN, 1940
Tritaxia sp.

Interpretación cronoestratigráfica

Los niveles más bajos de la unidad se han incluido en la biozona de *Globotruncanita elevata*, a la que se le asigna una edad Campaniense inferior – Campaniense medio *p.p.*, de acuerdo con Hardenbol *et al.* (1998a).

La parte más alta de la unidad corresponde a la parte inferior – media de la biozona de *Gansserina gansseri*, con una edad Campaniense terminal a Maastrichtiense inferior, según Robaszynski y Caron (1995) y Hardenbol *et al.* (1998a).

La asociación de foraminíferos bentónicos indica una edad Campaniense a Maastrichtiense, sin poderse afinar más con los rangos bioestratigráficos de las especies reconocidas.

Así, atendiendo a los dos grupos de foraminíferos representados, se obtiene una edad Campaniense inferior a Maastrichtiense inferior para el conjunto de esta unidad.

Formación Raspay

Foraminíferos planctónicos: Se ha reconocido la parte inferior – media de la biozona de *Abathomphalus mayaroensis* para el tramo aflorante de esta unidad.

Biozona de *Abathomphalus mayaroensis* (parte inferior-media): Biozona de intervalo entre la primera aparición de la especie índice y la última aparición de la mayor parte de los globotruncánidos. Se han reconocido los siguientes taxones (fig. 5.2.9):

Abathomphalus mayaroensis (BOLLI, 1951)
Contusotruncana contusa (CUSHMAN, 1926)
Contusotruncana fornicata (PLUMMER, 1931)
Contusotruncana walfischensis (TODD, 1970)
Gansserina gansseri (BOLLI, 1951)
Globotruncana aegyptiaca NAKKADY, 1950
Globotruncana falsostuarti SIGAL, 1952
Globotruncana linneiana (D'ORBIGNY, 1839)
Globotruncana orientalis EL NAGGAR, 1966
Globotruncanella petaloidea (GANDOLFI, 1955)
Globotruncanella conica (WHITE, 1928)
Globotruncanella stuarti (DE LAPPARENT, 1918)
Globotruncanella stuartiformis (DALBIEZ, 1955)
Heterohelix sp.
Planoglobulina acervulinoides (EGGER, 1899)
Pseudotextularia sp.
Racemiguembelina fruticosa (EGGER, 1899)
Rugoglobigerina hexacamerata BRÖNNIMANN, 1952
Rugoglobigerina pennyi BRÖNNIMANN, 1952
Rugoglobigerina rugosa (PLUMMER, 1926)
Rugoglobigerina scotti (BRÖNNIMANN, 1952)

Foraminíferos bentónicos: Se ha identificado la siguiente asociación:

Anomalinoidea sp.
Bolivinoidea draco draco (MARSSON, 1878)
Cibicoides dayi (WHITE, 1928)
Coryphostoma incrassata (REUSS, 1851)
Dorothia sp.
Gaudryna pyramidata CUSHMAN, 1926
Gavelinella becariiiformis (WHITE, 1928)
Gavelinella pertusa (MARSSON)
Globorotalites sp.
Gyroidinoides sp.
Heterostomella sp.
Lenticulina sp.
Marssonella oxycona (REUSS, 1860)
Neoflabellina sp.
Pullenia sp.
Quadrinorphina sp.
Sitella cushmani (SANDIDGE, 1932)
Stensioina pommerana BROTZEN, 1940

Interpretación cronoestratigráfica

La parte que aflora de esta unidad pertenece a la biozona de *Abathomphalus mayaroensis* en su parte inferior a media. Esta parte de la biozona se caracteriza por la última presencia de un importante número de especies de globotruncánidos, como, por ejemplo *Contusotruncana fornicata*, *Globotruncana bulloides* y *Gansserina wiedenmayeri*, y la disminución en abundancia de *G. falsostuarti* y *G. linneiana*, entre otros. No se ha reconocido la parte más alta de la biozona, caracterizada por una importante disminución en las especies de tamaño medio a grande y con caparazones ornamentados, frente al aumento de las formas

globosas de pequeño tamaño. A la parte inferior – media de la biozona de *Abathomphalus mayaroensis* le corresponde una edad Maastrichtiense superior no terminal, de acuerdo con Hardenbol *et al.* (1998a).

La asociación de foraminíferos bentónicos permite obtener una datación algo menos precisa de estos materiales, comprendida entre el Campaniense superior y el Maastrichtiense superior.

En definitiva, atendiendo a la asociación fósil representada en esta unidad y a sus rangos bioestratigráficos, a esta parte aflorante de la unidad en la Sierra del Maigmó le corresponde una edad Maastrichtiense superior no terminal.

Formación Pinoso

Foraminíferos planctónicos:

La asociación de foraminíferos planctónicos observada en los levigados no es demasiado rica, y hubo que solventar, además, problemas de contaminación con las margas infrayacentes del Maastrichtiense superior. Sin embargo, se ha reconocido la biozona de *Acarinina soldadoensis*, según Pujalte *et al.* (1994), para la parte aflorante de esta unidad (fig. 5.2.9).

Esto indicaría una edad Thanetiense superior alto a Ilerdiense inferior para estos depósitos.

5.2.3. Discontinuidades y eventos

Discontinuidad Turoniense – Coniaciense *p.p.*

Los depósitos de la unidad Coniaciense *p.p.* – Santoniense quedan separados de los materiales del Turoniense mediante una discontinuidad, reconocida en otras secciones próximas, que está representada aquí por una bioturbación moderada y presencia de litoclastos calizos micríticos en la base de la unidad Coniaciense *p.p.* – Santoniense.

Estos aspectos asociados a la discontinuidad estarían marcando una ralentización y/o parada en la sedimentación y retrabajamiento del fondo marino. La discontinuidad separa dos cuerpos calizos con un aspecto muy diferente, las calizas micríticas tableadas del Turoniense, estratificada en bancos de espesor centimétrico, de las calizas micríticas masivas suprayacentes, con bancos decimétricos a métricos, lo que podría estar reflejando diferentes condiciones batimétricas.

El lapso de tiempo representado por esta discontinuidad abarca el Turoniense superior-terminal y la mayor parte del Coniaciense.

Evento Santoniense terminal – Campaniense basal

El paso de la unidad Coniaciense *p.p.* – Santoniense a la Fm. Carche está marcado en este sector de la Sierra del Maigmó por un ligero aumento en el contenido en terrígenos de la Fm. Carche respecto a la unidad infrayacente. Este aumento en la proporción de terrígenos se ha reconocido en todas las secciones del sector estudiado en las que se ha analizado este intervalo temporal. En algunas de estas secciones, no sólo se ha reconocido esta variación en el contenido en terrígenos, sino que, además, estas unidades están delimitadas por una discontinuidad, que abarca intervalos temporales de duración variable (p.ej. Busot, Torremanzanas). De este modo, si bien no se han reconocido rasgos que evidencien la existencia de una discontinuidad, la variación en el contenido en terrígenos observada en este sector de la Sierra del Maigmó podría estar relacionada con el evento que produjo esta discontinuidad en áreas próximas.

Discontinuidades y eventos intra-campanienses

Se han reconocido dos discontinuidades internas en la parte inferior de la Fm. Carche (fig. 5.2.1 C). La primera de estas discontinuidades tiene lugar dentro de la biozona de *G. ventricosa* (de edad Campaniense medio, de acuerdo con Hardenbol *et al.* 1998a). Esta discontinuidad está marcada por la disposición en relación de *onlap* de niveles de calizas y margas sobre un nivel de calizas ocreas, correspondiente a un evento intra-Campaniense (fig. 5.2.10). Esta discontinuidad explicaría el pequeño espesor que muestran en esta sección los materiales correspondientes a la biozona de *G. ventricosa* (fig. 5.2.9). La otra discontinuidad

queda incluida dentro de la biozona de *G. calcarata* y está marcada por la presencia de un tramo de sedimentación caótica, *slumpizado* y con bloques calizos englobados, que tapiza el techo de un tramo fundamentalmente carbonático afectado por fallas normales en su parte más alta (fig. 5.2.10). A partir de este tramo caótico continúa la sedimentación normal rítmica, pero algo más rica en siliciclásticos muy finos en sus primeros metros. A diferencia de la anterior discontinuidad, ésta debe representar un intervalo temporal mínimo.

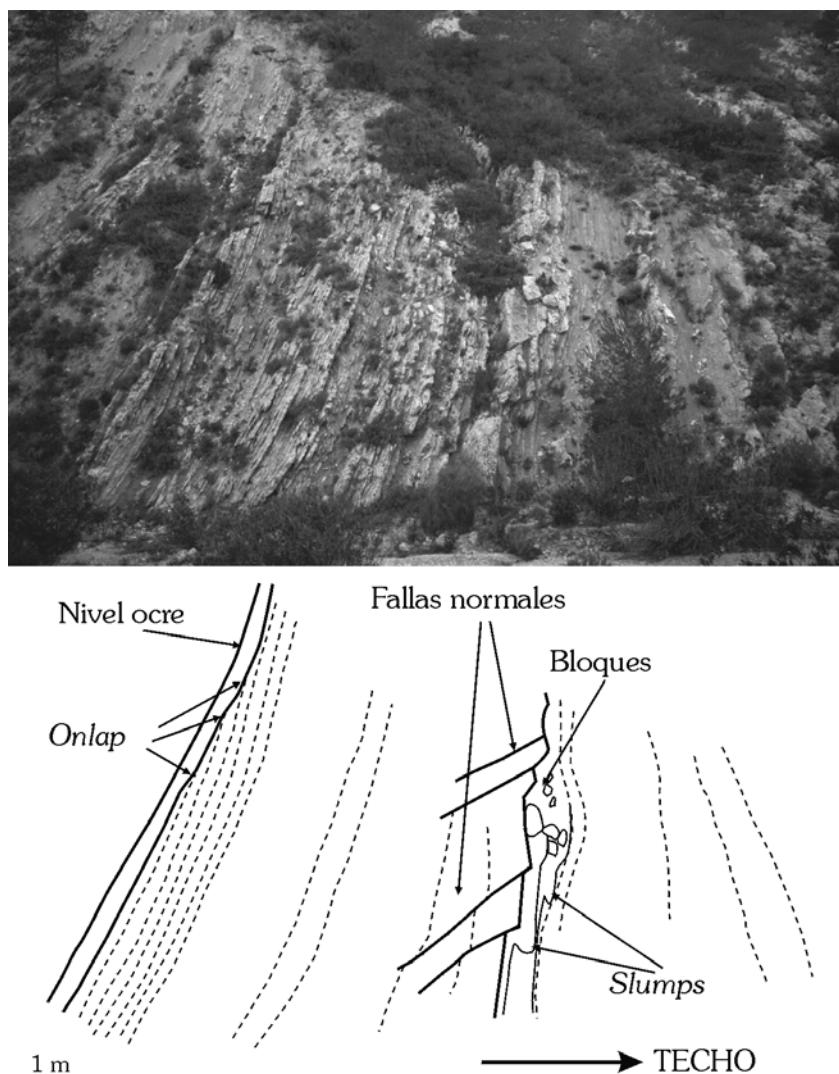


Figura 5.2.10. Aspecto de la parte media - baja de la Formación Carche en la Sierra de Maigmó. En la parte inferior, esquema explicativo en el que se ha destacado el nivel de evento de calizas ocre sobre el que *onlap* los siguientes niveles y el tramo de sedimentación caótica con *slumps* y bloques calizos fosilizando el techo fallado del tramo anterior.

Discontinuidad Maastrichtiense – Thanetiense superior/Ilerdiense

Los materiales margosos de la Formación Raspay quedan separados mediante una discontinuidad de los depósitos de la formación Pinoso. Descansando directamente sobre las margas con intercalaciones carbonáticas de la Fm. Raspay se encuentran depósitos, también margosos y con finas intercalaciones carbonáticas arenosas, en aparente continuidad sedimentaria. Sin embargo, el análisis de las asociaciones de foraminíferos planctónicos ha puesto de manifiesto la existencia de una discontinuidad entre ambas unidades. Esta discontinuidad abarca la parte más alta del Maastrichtiense superior, el Paleoceno inferior (Daniense), el Paleoceno medio (Selandiense) y gran parte del Paleoceno superior (Thanetiense).

Discontinuidad intra-Eocena

La serie analizada en la Sierra del Maigmó queda limitada a techo por una discontinuidad de edad intra-Eoceno. Esta discontinuidad está marcada por la disposición de *slumps* de grandes dimensiones, desarrollados en las calizas de edad Eoceno ricas en restos procedentes de aguas someras, sobre los depósitos margosos hemipelágicos de la formación Pinoso. Esta discontinuidad estaría relacionada con una importante inestabilización del medio sedimentario, que provocó el desarrollo de grandes estructuras de deformación sinsedimentaria y la entrada de abundantes aportes de carácter turbidítico.

5.2.4. Evolución vertical

En la Sierra del Maigmó se han reconocido cuatro unidades: la unidad Coniaciense pp. – Santiense, la Formación Carche, la Formación Raspay y la formación Pinoso. El límite inferior de la unidad Coniaciense p.p. – Santiense viene determinado por una discontinuidad, representada por la presencia de abundantes litoclastos micríticos y una bioturbación moderada, en la base de la unidad. Estos rasgos reconocidos en la parte basal de la unidad indican una baja velocidad de sedimentación para los primeros episodios de esta unidad, asociada al evento que produjo la discontinuidad. El depósito de la unidad Coniaciense pp.-Santiense tuvo lugar en un medio marino abierto hemipelágico carbonático, en condiciones normales y por debajo de la zona fótica, bajo condiciones relativamente inestables. Se han diferenciado dos facies en función del mayor o menor contenido en terrígenos de grano muy fino. Estas diferencias observadas en la proporción de terrígenos podrían responder a variaciones de carácter climático y/o a oscilaciones en el nivel relativo del mar. Para el conjunto de la unidad se han reconocido dos tramos más ricos en terrígenos de grano fino a limo, entre otros dos tramos más carbonáticos que podrían estar reflejando oscilaciones del nivel relativo del mar de largo periodo. Así, se reconocen al menos dos episodios de profundización-somerización para esta unidad (fig. 5.2.11).

La Formación Carche se dispone sobre los depósitos de la unidad infrayacente en aparente continuidad sedimentaria. Estos depósitos de la Formación Carche, más ricos en siliciclásticos que la unidad inferior, se depositaron en un medio marino abierto hemipelágico carbonático a mixto, en condiciones marinas normales, por debajo de la zona fótica, bajo unas condiciones muy inestables. Los primeros metros de la unidad reflejan unas condiciones batimétricas batiales, ligeramente superiores a las de la unidad infrayacente, y muestran la existencia de dos discontinuidades internas. Las condiciones de depósito de la unidad se mantuvieron bastante homogéneas, diferenciándose casi exclusivamente por las variaciones en el aporte de sedimentos de grano muy fino en suspensión. Las diferencias observadas en la proporción de terrígenos en las distintas facies podría estar relacionada con variaciones climáticas y/o variaciones relativas del nivel del mar. De este modo, las alternancias de tramos más margosos con finas intercalaciones más carbonáticas y de tramos más ricos en carbonato, podrían corresponder a oscilaciones relativas del nivel del mar (ver fig. 5.2.11).

Para la parte que aflora de la Fm. Raspay, muy rica en siliciclásticos de grano muy fino, se ha interpretado un ambiente de sedimentación marino abierto hemipelágico mixto, poco agitado y con una alta turbidez, situado por debajo de la zona fótica, a profundidades batiales. Durante el depósito de esta unidad seguían reinando unas condiciones bastante inestables. Debido al pequeño espesor que aflora de esta unidad no se han podido reconocer en ella tendencias evolutivas.

Tras un lapso de tiempo que abarcó el Maastrichtiense terminal y prácticamente todo el Paleoceno comenzó el depósito de los materiales margosos con finas intercalaciones calizo-arenosas de la formación Pinoso. El ambiente de depósito que se interpreta para esta formación Pinoso corresponde a una plataforma externa mixta, poco agitada, con una alta turbidez y por debajo de la zona fótica, que, al igual que las unidades infrayacentes, se depositó bajo unas condiciones muy inestables. Este medio recibía ocasionales aportes de carácter turbidítico de poca entidad. Como en el caso de la unidad infrayacente, el escaso espesor que muestra esta unidad no ha permitido reconocer tendencias evolutivas. La unidad queda limitada a techo por una discontinuidad que la separa de los grandes *slumps* y los abundantes aportes turbidíticos de edad Eoceno que se han tomado como techo de esta sección.

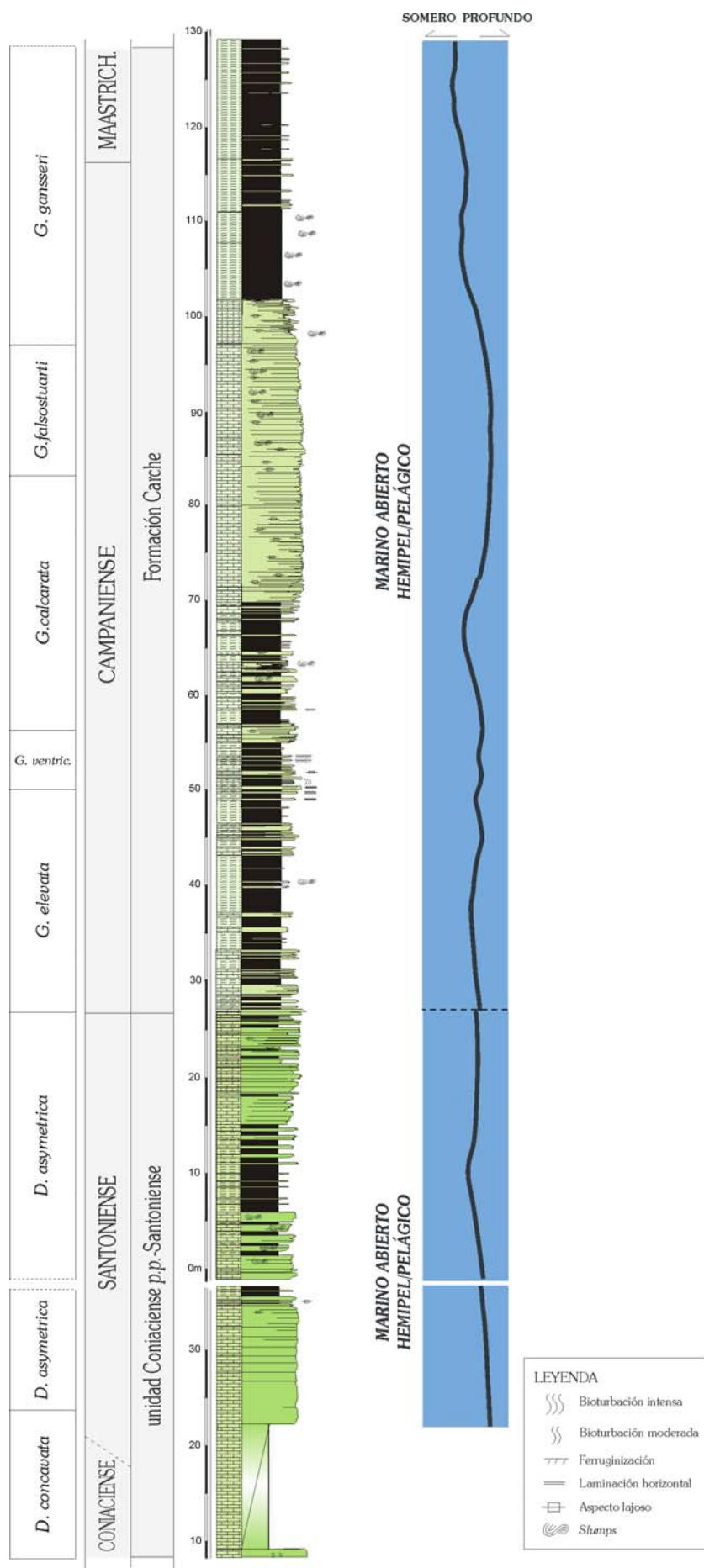


Figura 5.2.11 Evolución en la vertical de las dos primeras unidades estudiadas en el Estrecho de Maigmo

5.3. Sector Sierra de Aixorta

La Sierra de Aixorta (o Sierra de la Xortá) se encuentra al norte de la provincia de Alicante. Está incluida en las hojas 821 (Alcoy) y 822 (Benisa) del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50.000 (fig. 1.2.2). Desde un punto de vista geológico, se incluye en el sector oriental del Prebético Interno, donde, según De Ruig (1992), la tendencia bética se ve cortada por un número aislado de pliegues con tendencia ibérica que, localmente, muestran transiciones graduales entre la tendencia ibérica y la bética. Este es el caso de la Sierra de Aixorta, con tendencia ibérica, y de su continuación hacia el NO en la Sierra de la Serrella, con tendencia bética, existiendo entre ambas direcciones una transición gradual. La estructura geológica de la Sierra de Aixorta es bastante complicada y consiste en un anticlinal muy complejo con dirección NO-SE, afectado por numerosas fallas. La sierra muere hacia el sureste contra el diapiro de Altea.

Referencias previas a la geología de esta sierra pueden encontrarse en: Champetier (1972), Almela *et al.* (1975), Rodríguez-Estrella (1977b), Company *et al.* (1982), Vera y Martín-Algarra (1994), entre otros.

La sección estudiada se localiza en la vertiente sur de la sierra. Sus coordenadas (Lambert) son:

Columna Aixorta: base (x=904,4; y=461,5) y techo (x=904,0; y=461,8)

Los materiales estudiados abarcan desde el Campaniense hasta el Ilerdiense y componen una sucesión de 155 metros de espesor (fig. 5.3.1).

La sucesión da comienzo con la **Formación Carche** (Campaniense – Maastrichtiense inferior), que se apoya, tras una breve discontinuidad representada por un nivel de *debris flow* de espesor centimétrico a decimétrico, sobre calizas de aspecto masivo de edad Santoniense superior. Se trata de una unidad fundamentalmente carbonática de tonos beige claro a blanco, entre los que destacan algunos niveles de tonos más rojizos, que ofrece suaves resaltes en el terreno. Muestra un espesor de 95 metros (fig. 5.3.1 A, B y C) y está constituida por calizas y calizas margosas afectadas por abundantes *slumps* y con algunas intercalaciones calcareníticas. El límite superior de esta unidad está marcado por la discontinuidad del Maastrichtiense *medio*.

La **Formación Raspay** (Maastrichtiense superior) es una unidad fundamentalmente margosa, con finas intercalaciones algo más carbonáticas. Debido a su carácter margoso, los materiales de esta unidad quedan en una pequeña vaguada entre los resaltes definidos por la unidad carbonática infrayacente y por la unidad calizomargosa superior. Esta unidad muestra 48 metros de espesor (fig. 5.3.1 C, D y E). Se apoya sobre depósitos conglomeráticos de tipo *debris flow*, asociados a la discontinuidad del Maastrichtiense *medio* y queda cubierta por los depósitos calizomargosos del Paleoceno basal.

Descansando sobre la Formación Raspay se encuentran los depósitos de la **formación Agost** (Paleoceno). Se trata de una unidad de carácter calizomargoso, de colores verdes a rojizos que muestra un espesor de 4 metros (fig. 5.3.1 E). Está constituida por calizas algo margosas de color gris-verdoso a ocre-rojizo con niveles de margas rojas a verdes intercalados. Sobre los depósitos de esta unidad se encuentra un tramo de 6 a 8 metros de espesor (fig. 5.3.1 E) constituido por depósitos caóticos como resultado de un evento de edad posterior al Paleoceno superior - Ilerdiense.

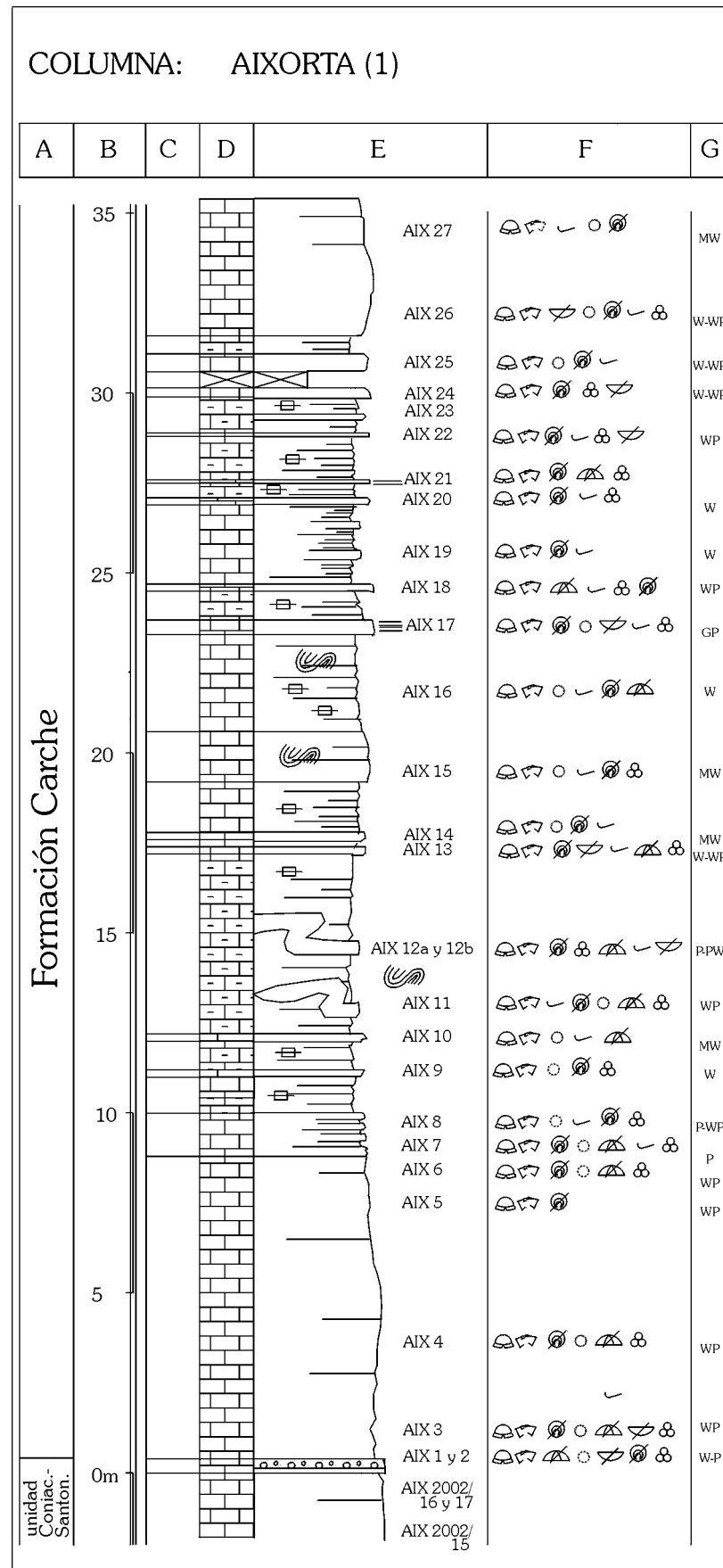


Figura 5.3.1 A. Columna estratigráfica de la sección de Aixorta (continúa). Ver fig. 1.4.2 para leyenda.

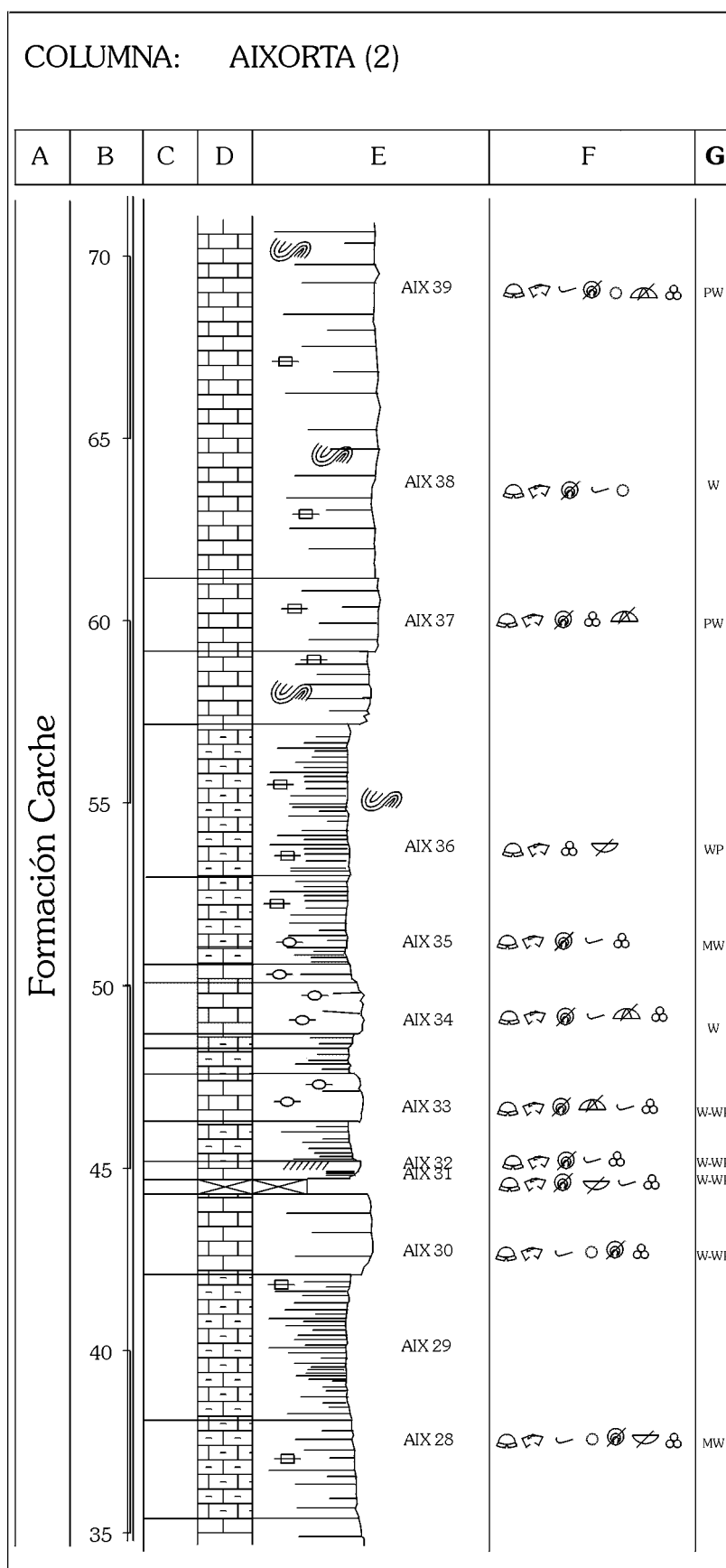


Figura 5.3.1 B. Columna estratigráfica de la sección de Aixorta (continúa).

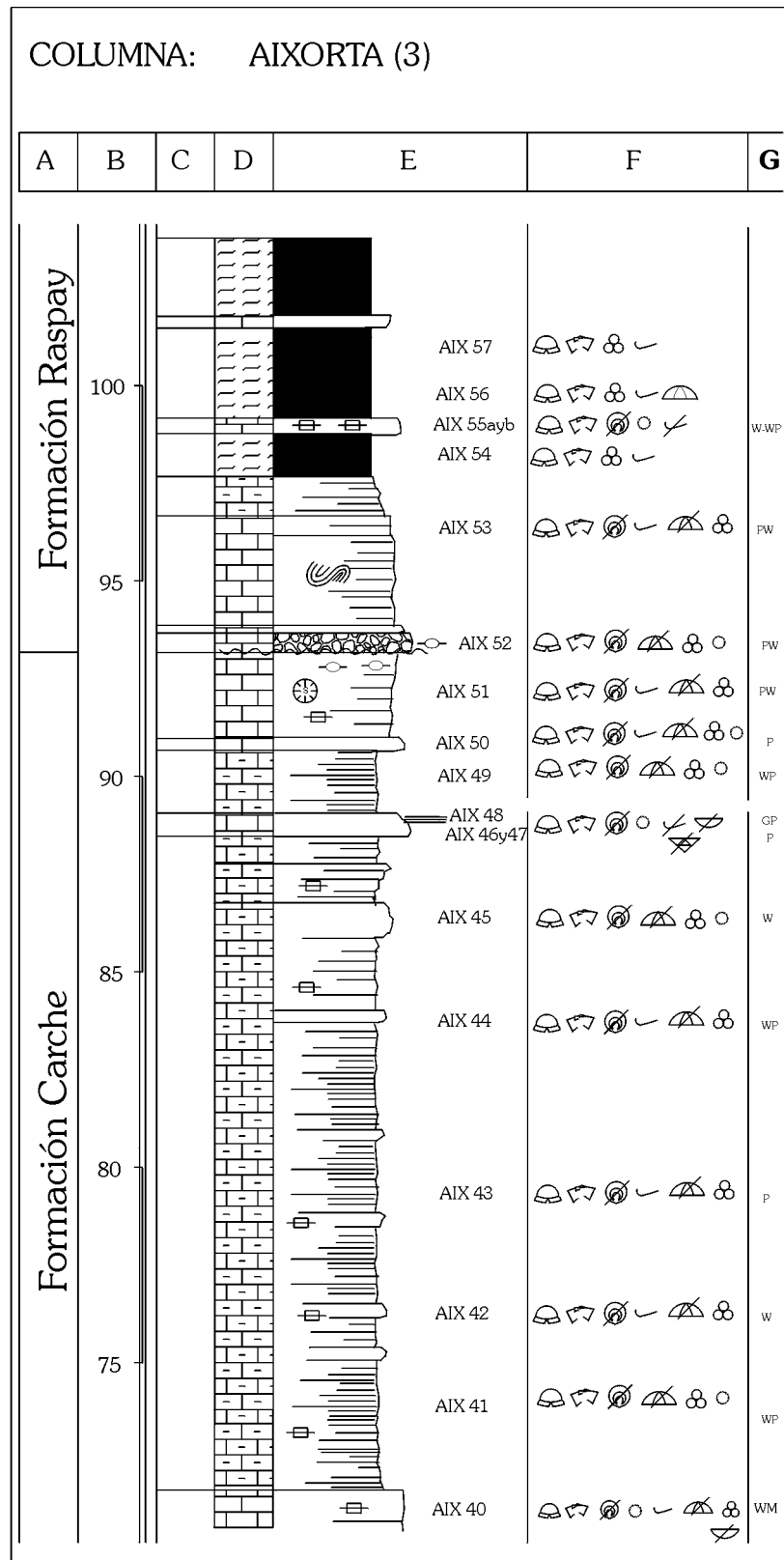


Figura 5.3.1 C. Columna estratigráfica de la sección de Aixorta (continúa).

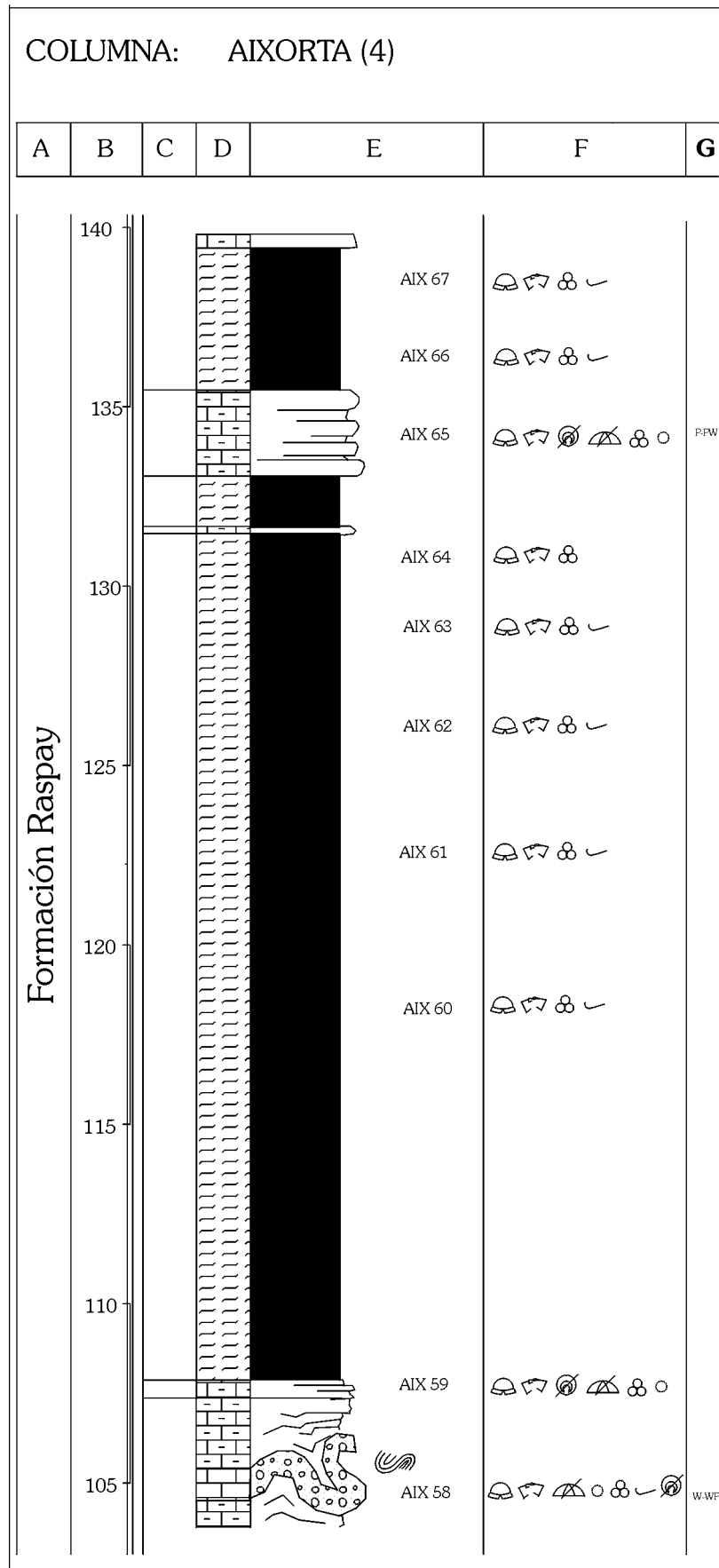


Figura 5.3.1 D. Columna estratigráfica de la sección de Aixorta (continúa).

5.3.1. Sedimentología

Formación Carche

Unidad de naturaleza carbonática, constituida por calizas y calizas margosas de color beige – blanco a salmón, entre las que se reconocen tramos poco potentes de margocalizas rojizas y finas intercalaciones de calizas calcareníticas ocre. La unidad está afectada por abundantes estructuras de tipo *slump* (ver fig. 5.3.2).



Figura 5.3.2. *Slumps* en la Formación Carche. Escala gráfica: 6 cm.

Para esta unidad se han reconocido tres asociaciones de facies dentro de un medio marino hemipelágico: una primera asociación de ambientes hemipelágicos carbonáticos a mixtos, una segunda asociación de facies de fondos hemipelágicos afectados por corrientes (contornitas) y una tercera asociación de facies de ambientes hemipelágicos con aportes turbidíticos.

Asociación de facies de ambientes hemipelágicos carbonáticos a mixtos (fig. 5.3.3). Asociación dominante formada por calizas micríticas y calizas algo margosas (facies A.1), de aspecto ligeramente lajoso y color blanco-beige a salmón, estratificadas en bancos de espesor decimétrico, entre las que se reconocen bancos de espesor decimétrico a métrico de margas de tonos rojizos, ricas en carbonato y de aspecto a menudo lajoso (facies A.2).


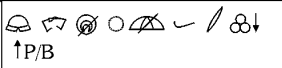

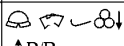
A	B	C	D	E	F
Fm. Carche	Medio marino hemipelágico carbonático a mixto	A.1	* * * Calizas y calizas margosas <i>wackestone</i> a <i>packstone</i> 	< 1%	 ↑ P/B
		A.2	* * Margocalizas rojas 		 ↑ P/B

Figura 5.3.3. Características de las dos facies que componen la primera asociación de facies de la Formación Carche. A) Unidad. B) Medio de sedimentación. C) Siglas asignadas a las facies. D) Denominación de la facies y su abundancia relativa (un asterisco supone una baja abundancia, dos, moderada y tres, alta). E) Contenido en granos de cuarzo y F) Contenido fósil y, en el extremo derecho, el grado de bioturbación. Ver figura 1.4.2.B para leyenda.

La facies A.1 está constituida por calizas micríticas y calizas algo margosas, de aspecto ligeramente lajoso, de color blanco-beige a salmón, estratificadas en bancos de espesor decimétrico. Hacia techo, los materiales de esta facies muestran un aspecto muy nodular. La bioturbación que afecta a estos materiales es de ligera a intensa y está representada por *Zoophycos*. Se trata de biomicritas *wackestone* a *packstone*, de grano fino a muy fino (fig. 5.3.4), con bajas proporciones (inferiores al 1%) de granos de cuarzo de tamaño arena muy fina a limo. En estas biomicritas se ha reconocido frecuentemente una ligera orientación preferente de los clastos en bandas más ricas en bioclastos y granos de cuarzo y bandas más micríticas, resultado del “barrido” de los sedimentos por el organismo productor de la estructura *Zoophycos* (fig. 5.3.4). Entre su asociación fósil destaca la presencia de restos de equínidos y de inocerámidos. Entre los abundantes microfósiles cabe destacar los foraminíferos planctónicos, calciesferas (especialmente en los niveles calizos micríticos de la parte más baja de la unidad), ostrácodos, espículas de esponja y algunos foraminíferos microbentónicos. Respecto a los foraminíferos planctónicos, se han reconocido niveles algo más ricos en formas de tamaño medio a grande y ornamentadas y niveles con predominio de formas globosas de pequeño tamaño y sin ornamentación. La relación entre los foraminíferos planctónicos y bentónicos (P/B) es alta (superior al 75-80%). El grado de conservación de los restos fósiles es bastante bueno, aunque se han reconocido evidencias de fragmentación entre los macrofósiles y en los ostrácodos. Algunos restos están fosfatizados, fundamentalmente los prismas de inocerámido. También se ha reconocido ocasionalmente la presencia de óxidos de hierro rellenando cavidades en los foraminíferos y recubriendo sus paredes. Incluidos en esta facies se han observado pequeños cantos de composición fosfática y de glauconita, así como minerales opacos y partículas oxidadas.

La facies A.2 está representada por margas de tonos rojizos ricas en carbonato y de aspecto a menudo lajoso. Esta facies aparece intercalada entre los materiales de la facies A.1 en bancos de espesor decimétrico a métrico. Incluye una asociación fósil muy rica, formada por abundantes foraminíferos planctónicos, ostrácodos y algunos foraminíferos microbentónicos, fundamentalmente de paredes aglutinadas, que se hacen ligeramente más abundantes y variados hacia techo. La relación entre los foraminíferos planctónicos y los bentónicos (P/B) es alta (superior al 75%). Los restos fósiles muestran un estado de conservación bueno a muy bueno, con algo de desarticulación entre los ostrácodos.

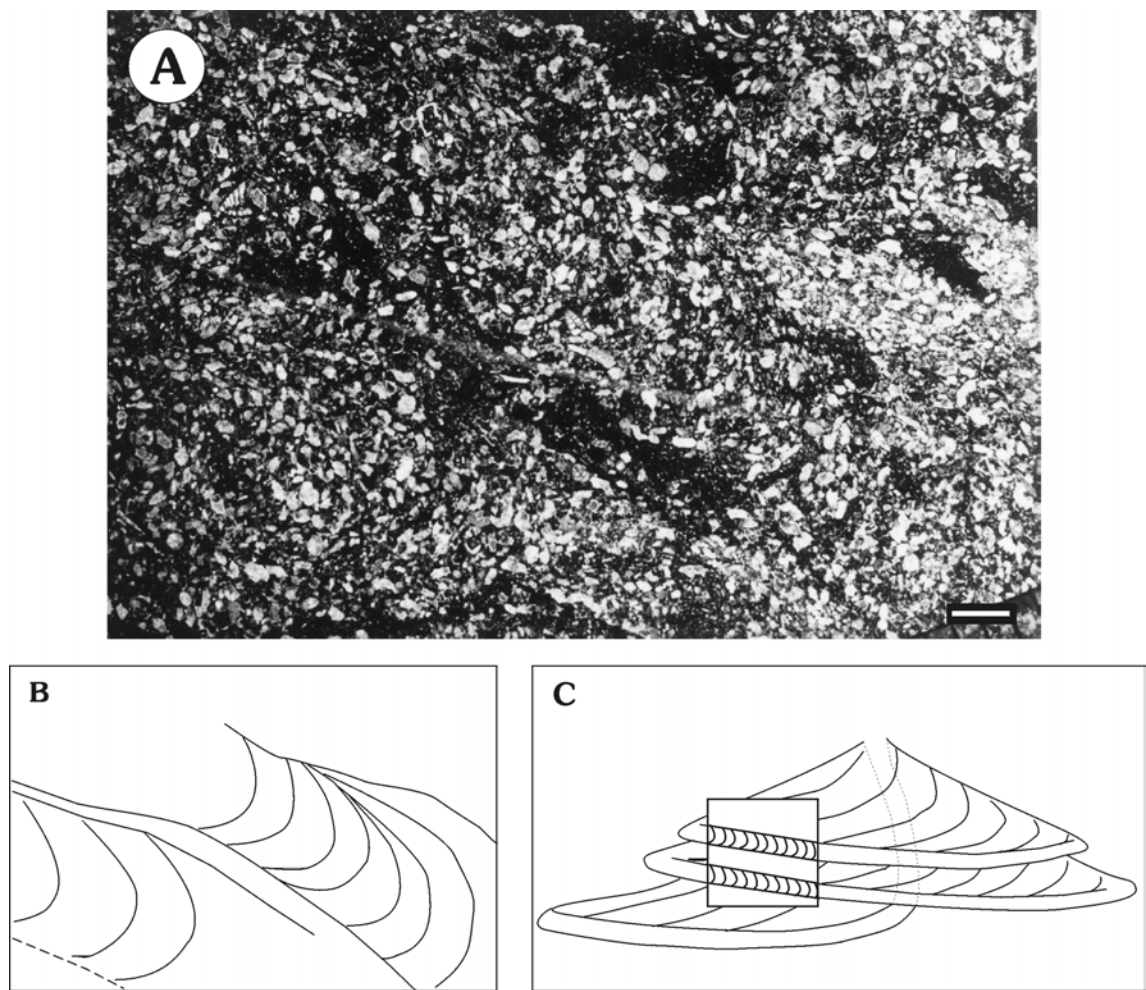


Figura 5.3.4 **A.** Ejemplo al microscopio petrográfico de las biomicritas bioturbadas (*Zoophycos*) muy ricas en foraminíferos planctónicos ornamentados de la facies A.1. Escala gráfica: 1mm. **B.** Esquema de la estructura de A. Se reconocen dos bandas más ricas en bioclastos, con una estructura interna compuesta por una alternancia de láminas curvadas compuestas por sedimento retrabajado y no retrabajado, resultado de la actividad del organismo productor de la estructura. **C.** Representación tridimensional de la estructura *Zoophycos* y, enmarcada, una sección perpendicular a la misma.

Asociación de facies de fondos hemipelágicos afectados por corrientes (contornitas) (figs. 5.3.5 y 5.3.6).

Asociación constituida por calizas calcareníticas de color beige a salmón, que muestran una fina laminación interna. Aparecen en bancos de espesor decimétrico en la parte media de la unidad, intercalados entre las hemipelagitas. Estos bancos suelen mostrar límites muy netos, con bases bastante regulares, que no suelen presentar evidencias de erosión, y techos ligeramente ondulados. La tendencia general dentro de todos los bancos es granodecreciente.

A	B	C	D	E	F
Fm. Carche	Medio marino hemipelágico con influencia de corrientes oceánicas	A.3	* Calcarenitas <i>packstone</i> a <i>grainstone</i> de grano medio con laminación cruzada muy tendida	< 1%	 ↑P/B
		A.4	* Calcarenitas <i>packstone</i> a <i>grainstone</i> de grano medio con laminación cruzada sigmoidal		
		A.5	* Calcarenitas <i>packstone</i> a <i>grainstone</i> de grano medio-fino con laminación cruzada sinusoidal		
		A.6	* Calcarenitas <i>packstone</i> a <i>grainstone</i> de grano fino con laminación paralela		

Figura 5.3.5. Características de la asociación de facies de contornitas de la Formación Carche. Ver figuras 5.3.3. y 1.4.2.B para leyenda.

En relación a las contornitas que se describen en la sección de Caravaca (ver apartado 5.9.1), en estos bancos calcareníticos se ha reconocido también una parte inferior, caracterizada por presentar laminaciones cruzadas producidas por la migración de ripples, y una parte superior, con laminación paralela.

En la parte inferior se han diferenciado dos facies: la facies A.3, con laminación cruzada muy tendida, y la facies A.4, con laminación cruzada sigmoidal, generada principalmente por la migración de ripples trepadores. Esta parte inferior de los bancos suele mostrar frecuentemente superficies de reactivación.

En la parte superior de los bancos se ha reconocido la facies A.6, con un menor tamaño de grano y una fina laminación paralela. Como tránsito entre estas dos partes en que se dividen los niveles calcareníticos se reconoce un tramo con laminación sinusoidal (fig. 5.3.5).

Son calcarenitas bioclásticas de tamaño de grano fino a muy fino y textura *packstone* a *grainstone* que incluyen proporciones inferiores siempre al 1% de granos de cuarzo de tamaño arena fina a limo. Estos materiales muestran una clara orientación preferente de sus componentes.

El contenido fósil de estas calcarenitas está formado fundamentalmente por foraminíferos planctónicos, tanto carenados como globosos, además de prismas procedentes de la disgregación de las conchas de los inocerámidos, restos de otros bivalvos, ostrácodos, calciesferas y escasos foraminíferos bentónicos (principalmente planoespirales hialinos). La relación entre los foraminíferos planctónicos y los bentónicos es elevada (superior al 75%). El estado de conservación es bueno, aunque los bivalvos aparecen siempre fragmentados.

Incluidos en esta facies se han reconocido también pequeños litoclastos micríticos a biomicríticos y cantitos de composición fosfática.

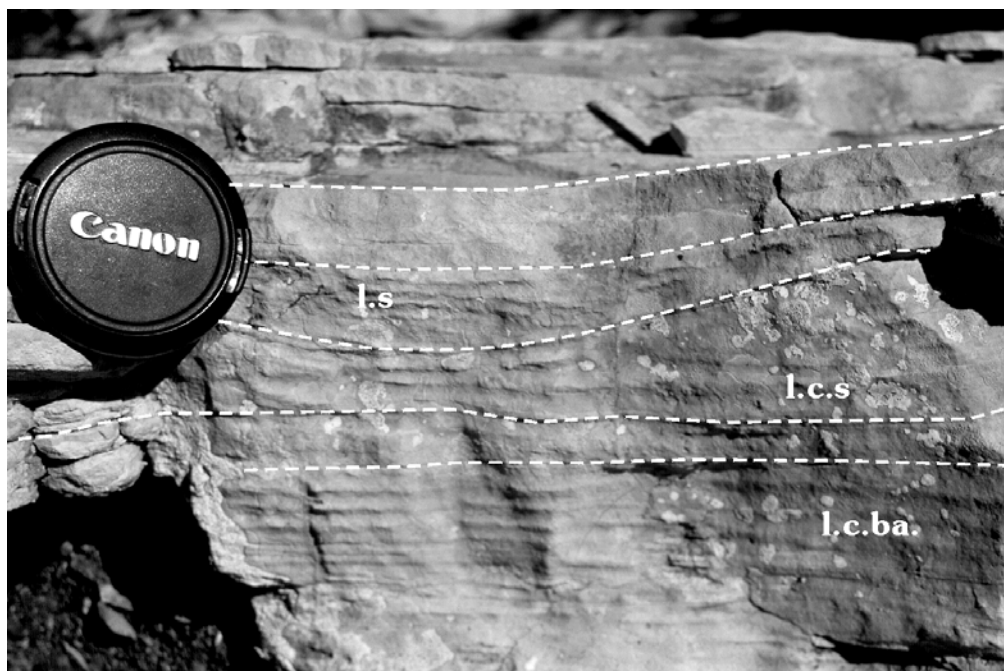


Figura 5.3.6. Aspecto en campo de los niveles contorníticos. Laminación cruzada de bajo ángulo (**l.c.ba.**), laminación cruzada sigmoidal (**l.c.s**) y laminación sinusoidal (**l.s**). Con líneas discontinuas se han destacado las principales superficies de reactivación.

Asociación de facies de ambientes hemipelágicos con aportes turbidíticos (figs. 5.3.7 y 5.3.8).

Asociación formada por calizas calcareníticas laminadas de color beige, que aparecen intercaladas entre los materiales de la primera asociación de facies en bancos de espesor decimétrico a centimétrico hacia la parte media y alta de la unidad. Estos bancos muestran un límite inferior neto que suele mostrar evidencias de erosión, reflejadas en estructuras de tipo *flute cast*.




A	B	C	D	E	F
Fm. Carche	Medio marino hemipelágico con aportes turbidíticos	A.7	Calcarenitas bio-litoclásticas <i>packstone</i> a <i>grainstone</i> de grano grueso-medio con estratific. cruzada	< 2%	 ≈ P/B
		A.8	Calcarenitas bio-litoclásticas <i>packstone</i> a <i>grainstone</i> de grano grueso-medio con tenue laminac. paralela		
		A.9	Calcarenitas bioclásticas <i>grainstone</i> a <i>packstone</i> de grano medio a fino con laminación paralela.	< 2%	 ≈ P/B
		A.10	Calcarenitas bioclásticas <i>grainstone</i> a <i>packstone</i> de grano fino a muy fino con laminac. cruzada		
		A.11	Biomicitas <i>wackestone</i> con laminación de decantación		 ↑ P/B

Figura 5.3.7. Características de la asociación de la tercera asociación de facies de la Formación Carche. Ver figuras 5.3.3. y 1.4.2.B para leyenda.

Internamente, en estos bancos se pueden diferenciar dos partes (fig. 5.3.8):

La parte inferior muestra un espesor comprendido entre 0.2 y 0.3 m y está constituida por calizas calcareníticas bio - litoclásticas de textura *packstone* a *grainstone* y tamaño de grano grueso a medio con contenidos inferiores al 2% de granos de cuarzo de tamaño arena (figs. 5.3.7 y 5.3.9). En esta parte inferior se han diferenciado dos facies, la facies A.7 y la facies A.8. La facies A.7 está constituida por depósitos masivos granodecrecientes, con una tenue estratificación cruzada. La facies A.8 está formada por depósitos con granoselección positiva, que muestran una laminación paralela poco desarrollada. El contenido fósil de esta parte inferior de los bancos, con numerosas evidencias de desarticulación y fragmentación, es rico en restos de bivalvos y, en menor proporción, de braquiópodos, junto con numerosos foraminíferos bentónicos aglutinados de terrígenos (entre los que se ha reconocido la especie *Navarella joaquini* CIRY Y RAT, que suele encontrarse asociada a foraminíferos macrobentónicos característicos de aguas someras) y en menor cantidad los de pared hialina planoespiral, y algunos foraminíferos planctónicos.

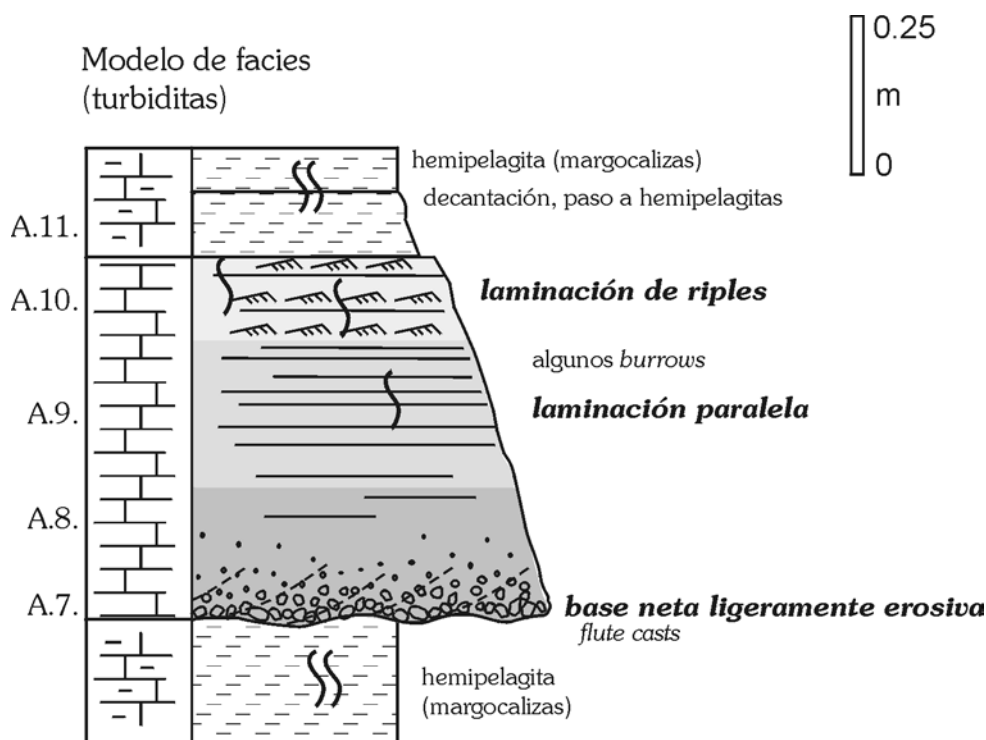


Figura 5.3.8. Modelo de facies para los niveles turbidíticos.

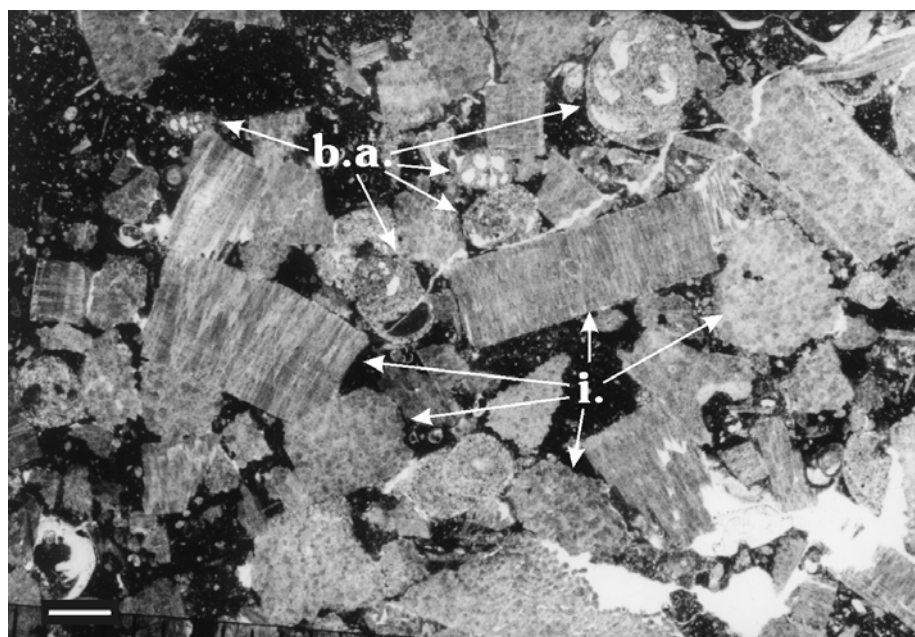


Figura 5.3.9. Ejemplo al microscopio de las calcarenitas bio y litoclásticas de la parte inferior de los bancos, ricas en restos de inocerámidos (**i.**) y en foraminíferos bentónicos aglutinados de terrígenos (**b.a.**). Escala gráfica: 1 mm.

En la parte superior de los bancos se reconocen, de base a techo, tres facies: la facies A.9, con granoselección positiva y una fina laminación paralela, la facies A.10, con laminación cruzada de ripples, y la facies A.11, con laminación asociada a decantación. La facies A.9 está constituida por calizas calcareníticas bioclásticas de textura *grainstone* a *packstone* de tamaño de grano medio a fino, con porcentajes inferiores al 2% de granos de cuarzo, que presentan una clara orientación preferente de sus componentes en láminas paralelas (fig. 5.3.10) y un contenido fósil con evidencias de desarticulación, fragmentación y, ocasionalmente, de micritización, formado por abundantes restos de inocerámidos y de otros bivalvos, numerosos foraminíferos planctónicos, calciesferas y foraminíferos bentónicos aglutinados y calcáreos. La facies A.10 está formada por calizas calcareníticas *grainstone* a *packstone* de grano fino a muy fino, de composición similar a la del término inferior, que muestran laminación cruzada de ripples.

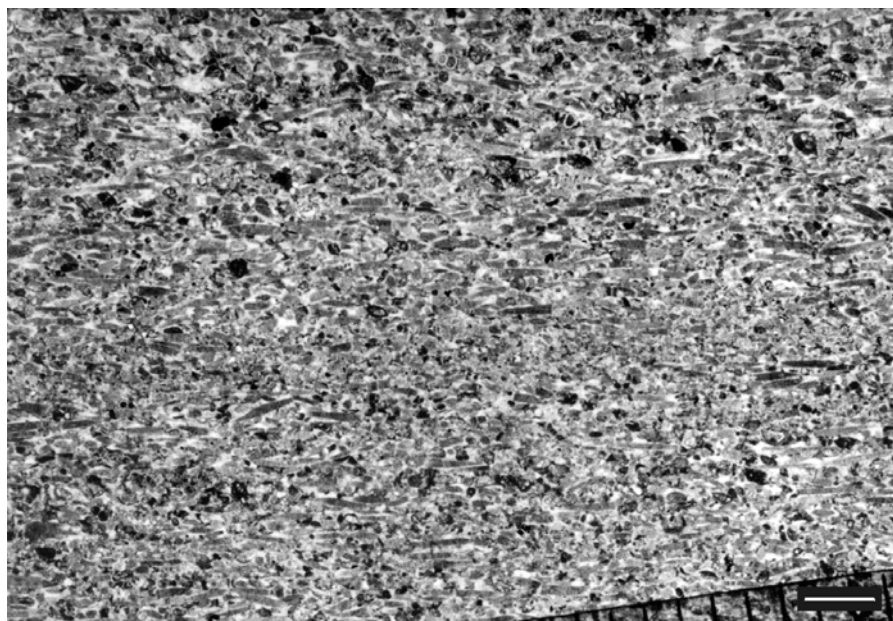


Figura 5.3.10. Aspecto del primer término diferenciado en la parte superior de los bancos turbidíticos. Calcarenitas laminadas que muestran una clara orientación preferente de los componentes alargados (fundamentalmente prismas de inocerámidos). Escala gráfica: 1 mm.

La facies A.11 está formada por calizas con textura biomicrítica *wackestone* de grano muy fino, que muestran una tenue laminación paralela de decantación y un contenido fósil dominado por foraminíferos planctónicos, junto con algunas calciesferas y restos de inocerámidos.

A techo de algunos de estos bancos se han reconocido ocasionalmente superficies ferruginosas de gran continuidad lateral, pero en general la facies A.11 da paso hacia techo, de forma gradual, a las facies hemipelágicas. Estos bancos están afectados por una ligera bioturbación constituida por finos tubos que se concentra fundamentalmente en la parte superior de los bancos.

Interpretación ambiental

La primera asociación de facies, con ricas comunidades bentónicas poblando los fondos, con organismos estenotópicos, como los equínidos, y afectada por una bioturbación que puede llegar a ser bastante intensa, estaría apuntado a fondos marinos bien oxigenados. Por otra parte, el hecho de que esta asociación no incluya organismos con requerimientos de luz solar para su desarrollo lleva a pensar que estos depósitos se formaron en un medio marino situado por debajo de la zona fótica. Las diferencias reconocidas dentro de esta asociación en relación a la morfología y tamaño de los foraminíferos planctónicos (foraminíferos ornamentados de tamaños medio a grande y foraminíferos pequeños globosos) podrían estar condicionadas por cambios ambientales que provocaron variaciones en las asociaciones faunísticas. Las formas pequeñas y globosas con poca ornamentación suelen asociarse a taxones oportunistas que proliferan en etapas de estrés, mientras que las formas más grandes y ornamentadas son más exigentes y necesitan condiciones estables y favorables para su desarrollo. Estas diferencias también podrían estar asociadas a variaciones en el nivel relativo del mar. De este modo, las formas ornamentadas que, según algunos autores (p. ej.: Sliter, 1972; Caron, 1983, Caron y Homewood, 1983) suelen ocupar zonas profundas en la columna de agua, verían disminuida su abundancia en relación con episodios de bajo nivel relativo del mar.

Por otra parte, el hecho de que las texturas de tipo *packstone* sean bastante abundantes entre los materiales más carbonáticos de la asociación se explica como resultado del retrabajamiento de estos depósitos por los organismos productores de las estructuras de tipo *Zoophycos*. La glauconita y los fosfatos, presentes en esta asociación como cantos de tamaño arena a limo, serían el resultado de velocidades de sedimentación relativamente bajas en un medio marino oxidante con materia orgánica. Los óxidos que se encuentran en los foraminíferos podrían explicarse como la oxidación de sulfuros formados previamente en el interior de los bioclastos en microambientes reductores.

En conjunto, esta primera asociación de facies correspondería a un medio marino abierto hemipelágico carbonático a mixto, bien oxigenado y localizado por debajo de la zona fótica, con predominio de la decantación. Las variaciones observadas en cuanto al contenido en micrita y en terrígenos entre las calizas de la facies A.1 y las margas de la facies A.2 permitirían reconocer episodios caracterizados por una menor cantidad de sedimentos de grano fino en suspensión y, por lo tanto, con una menor turbidez de las aguas para los depósitos más carbonáticos y episodios de mayor turbidez para los depósitos más margosos. Esta variación podría estar relacionada con cambios de carácter climático y/o con variaciones en el nivel relativo del mar (Van der Zwan, 2002).

Las facies de la segunda asociación, de calcarenitas bioclásticas de grano fino a muy fino caracterizadas por mostrar abundantes estructuras tractivas (laminación cruzada de ripples, laminación sinusoidal, laminación paralela), numerosas superficies de reactivación (fundamentalmente en la parte inferior de los bancos) y un contenido fósil algo fragmentado que no presenta evidencias de mezcla, se interpretan como depósitos de carácter contornítico, generados por corrientes de fondo multiepisódicas, de intensidad variable a lo largo del tiempo.

La tercera asociación de facies, entre la que se reconocen calizas calcareníticas laminadas, que incluyen una asociación fósil con numerosas evidencias de desarticulación y fragmentación, y facies más groseras con restos procedentes de aguas algo más someras y

cargadas en restos micritizados, correspondería a depósitos de gravedad de tipo turbidítico que llegaban ocasionalmente a estos medios marinos abiertos. Los depósitos de la parte inferior de los bancos, con materiales más groseros y peor seleccionados, se relacionarían con el término más denso de la corriente, con el término Ta de Bouma (1962). La facies A.9, con granoselección positiva, laminación paralela y tamaño de grano medio a fino, correspondería al término Tb de Bouma. La facies A.10, con laminación cruzada de ripples y tamaño de grano más fino, correspondería al término Tc de la secuencia de Bouma. Finalmente, la facies A.11, con una tenue laminación paralela de decantación correspondería al término Td de Bouma. Estas facies están genéticamente relacionadas, de modo que la tendencia reconocida hacia techo, desde los depósitos más groseros de la base hasta las biomicritas con tenue laminación de decantación, fue el resultado de una disminución de la densidad y velocidad de la corriente turbidítica.

Las facies dominantes dentro de esta unidad son aquellas correspondientes a la primera asociación de facies, es decir, a los depósitos marinos abiertos y tranquilos de medios hemipelágicos, entre los que aparecen intercalados los depósitos contorníticos y turbidíticos. Estos últimos son mucho menos importantes y se restringen a escasos y finos niveles. La presencia de los niveles turbidíticos, junto con los numerosos *slumps* que afectan a la unidad en diferentes tramos, indicarían una cierta inestabilidad con la presencia de pendientes que favorecieron el desarrollo de los depósitos de gravedad.

Formación Raspay

Unidad constituida fundamentalmente por margas de tonos verdosos, entre las que se reconocen, principalmente hacia la base de la unidad, intercalaciones algo más carbonáticas. La unidad, especialmente en los niveles inferiores, está afectada por numerosos *slumps*.

Se han diferenciado dos facies para esta unidad, que se incluyen en una única asociación de facies de ambientes hemipelágicos mixtos (fig. 5.3.11):



A	B	C	D	E	F
Fm. Raspay	Medio marino hemipelágico mixto	B.1	* * * Margas a margocalizas verdes ↑ ⁹		 ↑ P/B } - }}}
		B.2	* * Biomicritas <i>wackestone</i> a <i>packstone</i> ↓ ⁹ ↑ ¹⁰	< 1%	 ↑ P/B } - }

Figura 5.3.11. Cuadro resumen de las características de las facies diferenciadas en la Formación Raspay. A) Unidad. B) Medio de sedimentación. C) Siglas asignadas a las facies. D) Denominación de la facies y su abundancia relativa (un asterisco supone una baja abundancia, dos, moderada y tres, alta). E) Contenido en granos de cuarzo y F) Contenido fósil y, en el extremo derecho, el grado de bioturbación (un símbolo indica una bioturbación ligera, dos, moderada y tres, intensa).

Asociación de facies de ambientes hemipelágicos mixtos

La facies B.1 es la facies más abundante. Está representada por margas plásticas de intensos tonos verdes a margocalizas de tonos verde claro. Estos materiales están afectados por una bioturbación de intensidad muy variable, de ligera a muy intensa, formada por finos tubos.

Su contenido fósil incluye abundantes foraminíferos planctónicos, ricas asociaciones de foraminíferos microbentónicos, de paredes aglutinadas y calcáreas, y numerosos ostrácodos. La relación entre los foraminíferos planctónicos y los bentónicos es alta (superior al 70%). El estado de conservación de esta asociación fósil es muy bueno. Esta facies muestra ocasionalmente finas laminaciones con abundante glauconita.

La facies B.2 está constituida por calizas y calizas margosas de tonos gris-verde, estratificadas en bancos de espesor centimétrico a decimétrico. Están afectadas por una bioturbación ligera a moderada, fundamentalmente de tipo *Zoophycos*. Son biomicritas de grano fino con texturas *wackestone* a *packstone* (fig. 5.3.12), que incluyen menos de un 1% de granos de cuarzo de tamaño de grano muy fino. Cuando la fábrica no aparece bioturbada, se reconocen finas laminaciones de decantación.

Cabe destacar entre su contenido fósil la presencia de equínidos y de escasos restos de inocerámidos (cada vez menos abundantes hacia techo). Entre los abundantes microfósiles destacan los foraminíferos planctónicos, algunas calciesferas, foraminíferos microbentónicos (aglutinados calcáreos y de terrígenos y planoespirales hialinos) y ostrácodos. La relación P/B es alta (superior al 75%). Los restos fósiles están algo fragmentados, especialmente en los niveles más altos en los que aparece esta facies, próximos ya al techo de la unidad. Algunos restos aparecen fosfatizados, básicamente los prismas de inocerámidos.

La facies incluye pequeños cantos de naturaleza fosfática y, ocasionalmente, de glauconita.

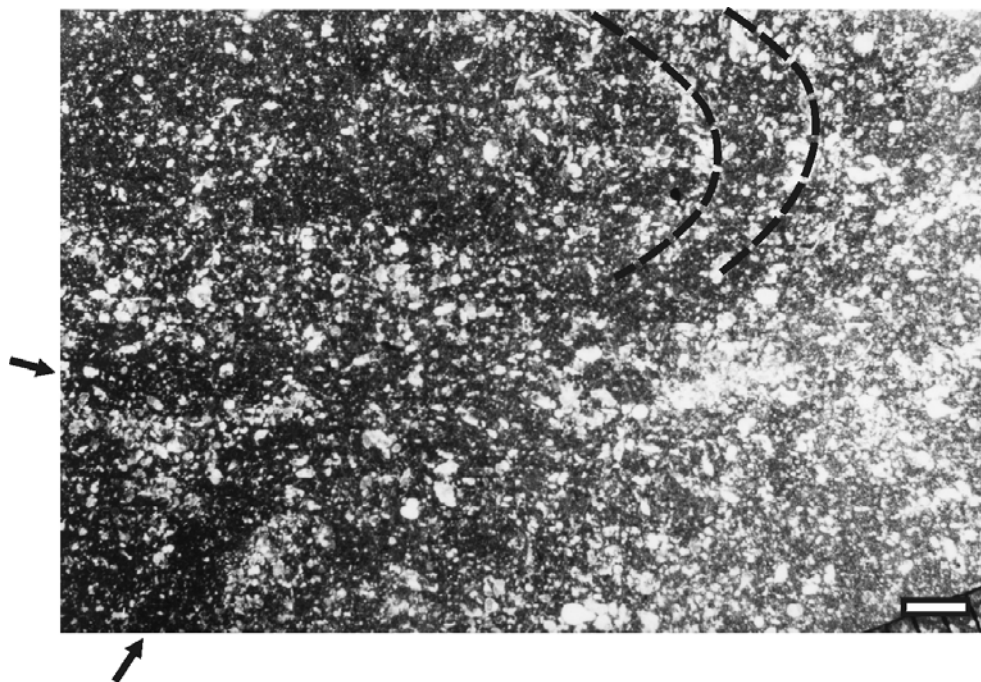


Figura 5.3.12. Ejemplo de la facies B.2. Biomicritas *wackestone-packstone* bioturbadas (flechas y líneas discontinuas), muy ricas en foraminíferos planctónicos. Escala gráfica: 1 mm.

Interpretación ambiental

Su depósito se dio en un medio marino hemipelágico mixto de características parecidas a las descritas para la primera asociación de facies de la unidad infrayacente, aunque, en relación a ésta, este medio recibía cantidades mucho mayores de terrígenos de grano muy fino en suspensión.

Las diferencias observadas respecto al contenido en sedimentos de grano muy fino entre las dos facies reconocidas, permitiría distinguir episodios de mayor y menor entrada de siliciclásticos de grano muy fino. La facies dominante B.1, muy rica en arcillas, caracterizaría un medio poco agitado, con predominio de la decantación, al que llegaban grandes aportes de sedimentos de grano muy fino. La facies B.2, correspondería a episodios de menor entrada de terrígenos a este medio marino tranquilo.

Respecto a la paleobatimetría de estos depósitos, la asociación de foraminíferos bentónicos indica profundidades batiales, esto es, batimetrías superiores a los 200 m, según van Morkhoven *et al.* (1986).

El hecho de que los depósitos de esta unidad estén afectados, fundamentalmente en sus primeros episodios, por numerosos *slumps* indicaría la existencia de una cierta inestabilidad, posiblemente generada por la presencia de pendientes a favor de las cuales se formaron estos movimientos gravitacionales.

Formación Agost

Unidad constituida por calizas y calizas algo margosas de color gris-verdoso a rojizo con niveles de margas rojas a verdes y finos bancos intercalados de calizas finamente laminadas ocre. La unidad está afectada por una falla subparalela a la estratificación que separa los dos primeros metros de la unidad de su parte más alta, caracterizada por mostrar importantes deformaciones de tipo *slump* que llegan a repetir algunos niveles en la serie (fig. 5.3.1 E).

Se han reconocido tres facies, dos en los tramos más carbonáticos y otra en los tramos más margosos. Estas facies se agrupan en dos asociaciones: una asociación de facies de ambientes hemipelágicos mixtos (facies C.1 y C.2) y otra asociación de facies de ambientes hemipelágicos con aportes turbidíticos (facies C.3).


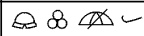
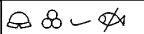
A	B	C	D	E	F
fm. Agost	Medio marino hemipelágico mixto	C.1	* * Biomicroritas <i>wackestone</i> a <i>packstone</i> 	< 1%	 ↑ P/B
		C.2	* * Margas verdes a rojas		 ↑ P/B

Figura 5.3.13. Características de la primera asociación de facies de la formación Agost de la Sierra de Aixorta. Ver fig. 5.3.11 para leyenda.

Asociación de facies de ambientes hemipelágicos mixtos (fig. 5.3.13)

La facies C.1 está formada por calizas y calizas algo margosas de color gris-verdoso a salmón, estratificadas en bancos de espesor centimétrico a decimétrico. Se trata de biomicroritas de grano muy fino, con texturas *wackestone* a *packstone* (fig. 5.3.14) y contenidos inferiores al 1% en granos de cuarzo, de tamaño arena muy fina a limo. No se ha observado una orientación preferente de sus componentes. Entre su contenido fósil cabe destacar la presencia de restos de equínidos, aunque la asociación fósil está dominada por los foraminíferos planctónicos, de muy pequeño tamaño y de formas globosas, junto con algunos foraminíferos microbentónicos hialinos y ostrácodos. La relación P/B es elevada (superior al 80%). El grado de conservación de los restos fósiles es bueno y sólo se ha observado desarticulación en algunos ostrácodos y fragmentación en los equínidos. Incluidos en esta facies se han reconocido pequeños cantos de composición fosfática y de glauconita algo oxidada.

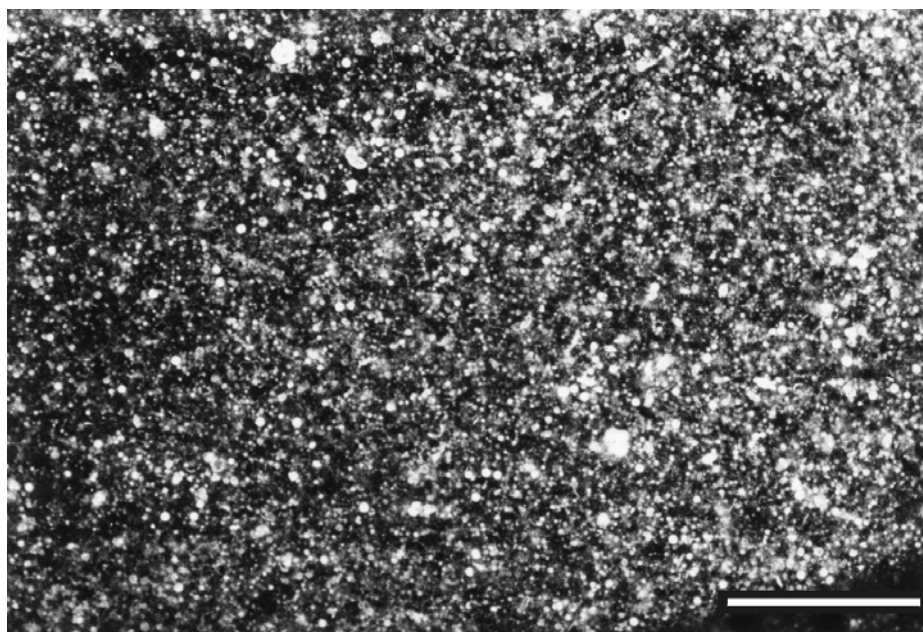


Figura 5.3.14. Ejemplo de la facies C.1 al microscopio. Advértase el pequeño tamaño de los componentes de esta facies. Escala gráfica: 1mm.

La facies C.2 está formada por margas de tonos verdes a rojos bastante plásticas. Aparecen intercaladas entre las calizas de la facies C.1, en tramos de espesor métrico a decimétrico. Su asociación fósil está constituida por abundantes foraminíferos planctónicos globosos de pequeño tamaño, algunos foraminíferos microbentónicos de paredes hialinas y aglutinadas, ostrácodos y algunos dientes de peces. La relación entre los foraminíferos planctónicos y bentónicos (P/B) es alta (superior al 75%). Estos restos fósiles muestran un estado de conservación muy bueno, con algunas evidencias de desarticulación en los ostrácodos.


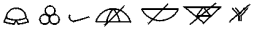
A	B	C	D		E	F
fm. Agost	Depósitos turbidíticos en medio hemipelágico	C.3	*	Biomicroritas <i>packstone</i> laminadas 	1-2%	 ↑ P/B

Figura 5.3.15. Características de la segunda asociación de facies de la formación Agost de la Sierra de Aixorta. Ver fig. 5.3.11 para leyenda.

Asociación de facies de ambientes hemipelágicos con aportes turbidíticos (fig. 5.3.15)

Esta asociación está formada exclusivamente por la facies C.3, constituida por calizas de color ocre-rojizo que aparecen en bancos de espesor decimétrico, intercaladas entre las margas de la primera asociación en la parte superior de la unidad. Estos bancos muestran límites bastante netos y una fina laminación paralela de alta energía. Son calcarenitas de grano fino a muy fino y de textura *packstone*, que incluyen proporciones comprendidas entre el 1 y el 2% de granos de cuarzo de tamaño muy fino a limo. Estas calcarenitas presentan una fina laminación horizontal producida por la orientación preferente de sus componentes, con finas láminas donde se acumulan los bioclastos, los terrígenos y las partículas oxidadas. Estos bancos suelen mostrar una ferruginización ligera general.

El contenido fósil de esta facies muestra una cierta mezcla de faunas marinas relativamente profundas y faunas algo más someras. Cabe destacar la presencia de equínidos y bivalvos y, en menor proporción, de braquiópodos y briozoos. Entre los abundantes microfósiles destacan los foraminíferos planctónicos (globosos y de muy pequeño tamaño), los foraminíferos microbentónicos (de paredes hialinas y aglutinados de terrígenos) y los ostrácodos. La relación P/B sigue siendo alta (superior al 60%). El grado de conservación de los restos fósiles es medio, ya que éstos suelen aparecer desarticulados y algo fragmentados. También es frecuente encontrar óxidos rellenando las cavidades de algunos bioclastos y restos fosfatizados no identificables. La facies incluye cantitos redondeados de glauconita y de composición fosfática y partículas oxidadas.

Interpretación ambiental

Respecto a la primera de asociación de facies, su sedimentación tuvo lugar en un medio marino hemipelágico mixto, de características, en cuanto a la salinidad, oxigenación y situación respecto a la zona fótica, parecidas a las referidas para las unidades infrayacentes. En relación a su paleobatimetría, la asociación de foraminíferos bentónicos reconocida en los niveles margosos (ver apartado 5.3.2), a pesar de no ser demasiado rica, indica profundidades próximas a las identificadas para la unidad infayacente, es decir, profundidades batiales superiores a los 200 m, según los rangos paleobatimétricos ofrecidos por van Morkhoven *et al.* (1986). De las dos facies diferenciadas en esta primera asociación, la facies C.1 representaría episodios caracterizados por una menor cantidad de sedimentos de grano fino en suspensión, mientras que la facies C.2, muy rica en arcillas, representaría episodios con mucha carga en suspensión, caracterizados por una alta turbidez de las aguas, equivalentes a los descritos para la mayor parte de la unidad infrayacente. Estas variaciones en el contenido en terrígenos en suspensión podrían ser el resultado de variaciones de tipo climático y/o de oscilaciones del nivel relativo del mar.

La segunda asociación de facies, con calizas calcareníticas bastante lavadas y con laminación paralela de alta energía, caracterizadas por un contenido fósil que muestra una cierta mezcla de faunas y evidencias de desarticulación y fragmentación, cargadas en glauconita y fosfatos y partículas oxidadas, correspondería a depósitos de carácter turbidítico de grano muy

fino que irrumpirían en estos medios abiertos. Estos depósitos serían equiparables a los depósitos de la facies A.9 de los niveles turbidíticos de la Formación Carche (ver apartado 5.3.1 y fig. 5.3.8), aunque, en relación a éstos, el tamaño de grano es algo más fino.

5.3.2. Biocronoestratigrafía

El estudio bioestratigráfico de los depósitos del Cretácico Superior se ha realizado mediante el análisis de las asociaciones de foraminíferos planctónicos a partir de los levigados y de sus secciones en las láminas delgadas (fig. 5.3.16 y láminas 1-3 y 8-12 del apéndice fotográfico).

Para los depósitos del Terciario, el análisis bioestratigráfico se ha basado en el estudio de los foraminíferos planctónicos en levigado. En los casos en los que no se ha podido obtener levigado, se ha obtenido una aproximación a la edad mediante el análisis de las morfologías de dichos foraminíferos en lámina delgada.

También se han analizado, tanto para el Cretácico como para el Terciario, las asociaciones de foraminíferos microbentónicos a partir de los levigados (láminas 4-7 del apéndice fotográfico). Dichas asociaciones, si bien no ofrecen una información bioestratigráfica tan precisa como los foraminíferos planctónicos, permiten obtener una primera aproximación a la edad.

Formación Carche

Foraminíferos planctónicos: Se han reconocido, desde los primeros niveles estudiados de la unidad a su techo, las biozonas de *Globotruncanita elevata*, de *Globotruncana ventricosa*, de *Globotruncanita calcarata* y de *Globotruncana falsostuarti*, así como la parte baja y media de la biozona de *Gansserina gansseri*.

Biozona de *Globotruncanita elevata* Esta biozona de rango parcial queda caracterizada por la presencia de (fig. 5.3.16):

Archaeoglobigerina blowi PESSAGNO, 1967
Archaeoglobigerina cretacea (D'ORBIGNY, 1940)
Contusotruncana patelliformis (GANDOLFI, 1955)
Globigerinelloides sp.
Globotruncana aegyptiaca NAKKADY, 1950
Globotruncana arca (CUSHMAN, 1926)
Globotruncana linneiana (D'ORBIGNY, 1839)
Globotruncana mariei BANNER Y BLOW, 1960
Globotruncana orientalis EL NAGGAR, 1966
Globotruncana rosetta (CARSEY, 1926)
Globotruncana sp.
Globotruncanita elevata (BROTZEN, 1934)
Globotruncanita stuartiformis (DALBIEZ, 1955)
Globotruncanita sp.
Hedbergella holmdelensis OLSSON, 1964
Heterohelix sp.
Marginotruncana coronata (BOLLI, 1945)
Marginotruncana sigali (REICHEL, 1950)
Pseudoguembelina costulata (CUSHMAN, 1938)
Schackoina sp.

Biozona de *Globotruncana ventricosa* Biozona de intervalo entre la primera aparición de la especie que da nombre a la biozona y la primera aparición de *Globotruncanita calcarata*. Esta biozona queda caracterizada por la presencia de las siguientes especies (fig. 5.3.16):

Contusotruncana fornicata (PLUMMER, 1931)
Contusotruncana patelliformis (GANDOLFI, 1955)
Contusotruncana plummerae (GANDOLFI, 1955)
Globigerinelloides sp.
Globotruncana arca (CUSHMAN, 1926)

Globotruncana linneiana (D'ORBIGNY, 1839)
Globotruncana orientalis EL NAGGAR, 1966
Globotruncana ventricosa WHITE, 1928
Globotruncanita elevata (BROTZEN, 1934)
Globotruncanita stuartiformis (DALBIEZ, 1955)
Globotruncanita subspinoso (PESSAGNO, 1960)
Hedbergella holmdelensis OLSSON, 1964
Hedbergella sp.
Heterohelix sp.
Pseudoguembelina costulata (CUSHMAN, 1938)
Pseudotextularia sp.

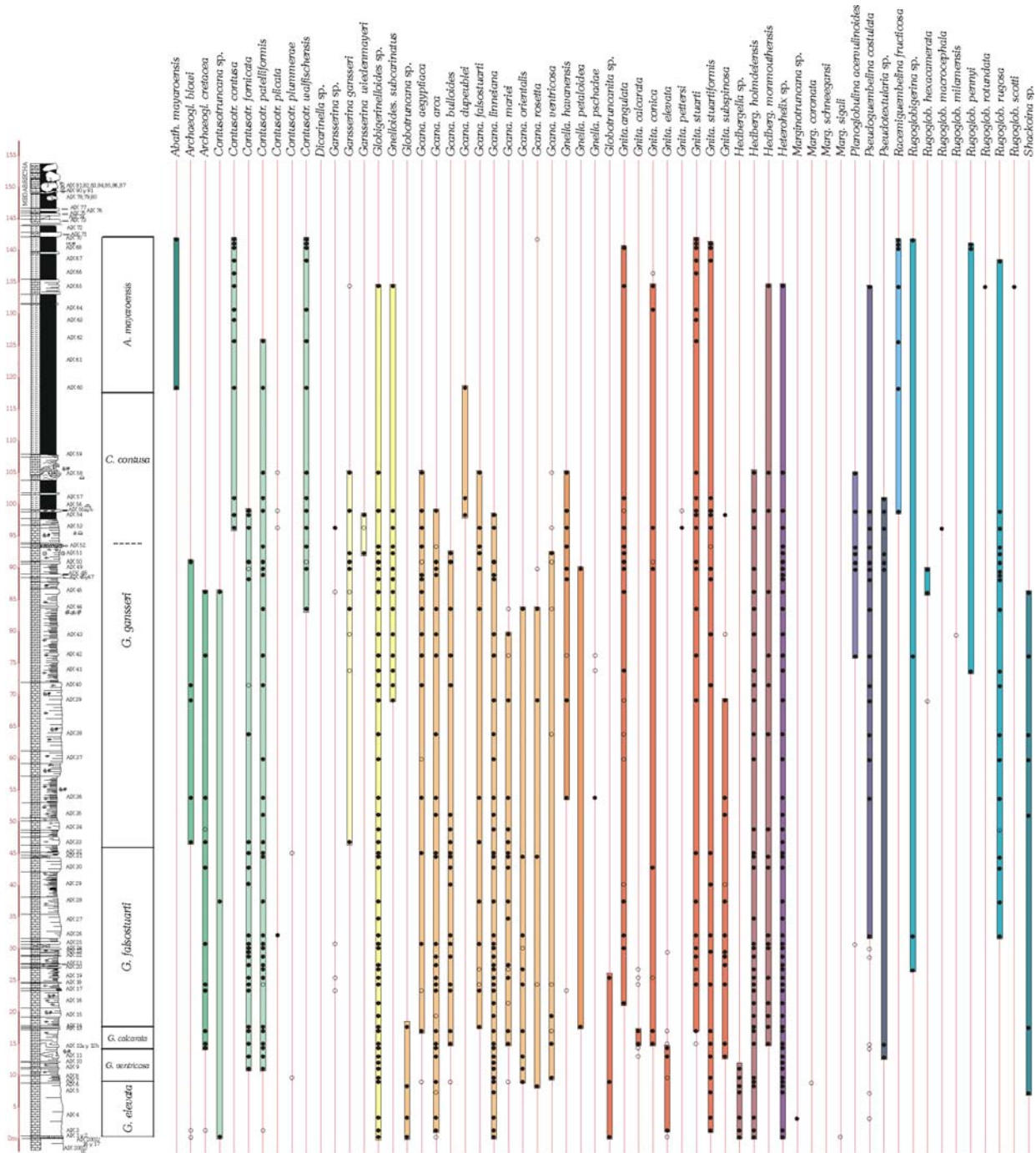


Figura 5.3.16. Rangos de distribución y biozonas de foraminíferos planctónicos en la sección de la Sierra de Aixorta reconocidas.

Biozona de *Globotruncanita calcarata* Biozona de rango total, definida por el rango de la especie índice. Se han identificado los siguientes taxones (fig. 5.3.16):

Archaeoglobigerina cretacea (D'ORBIGNY, 1940)
Contusotruncana fornicata (PLUMMER, 1931)
Contusotruncana patelliformis (GANDOLFI, 1955)
Globigerinelloides sp.
Globotruncana aegyptiaca NAKKADY, 1950
Globotruncana arca (CUSHMAN, 1926)
Globotruncana bulloides VOGLER, 1941
Globotruncana linneiana (D'ORBIGNY, 1839)
Globotruncana mariei BANNER Y BLOW, 1960
Globotruncana orientalis EL NAGGAR, 1966
Globotruncana ventricosa WHITE, 1928
Globotruncanita calcarata (CUSHMAN, 1927)
Globotruncanita conica (WHITE, 1928)
Globotruncanita elevata (BROTZEN, 1934)
Globotruncanita stuarti (DE LAPPARENT, 1918)
Globotruncanita stuartiformis (DALBIEZ, 1955)
Globotruncanita subspinoso (PESSAGNO, 1960)
Hedbergella holmdelensis OLSSON, 1964
Hedbergella monmouthensis (OLSSON, 1960)
Heterohelix sp.
Pseudoguembelina costulata (CUSHMAN, 1938)
Pseudotextularia sp.

Biozona de *Globotruncana falsostuarti* Biozona de rango parcial. Viene definida por la última presencia de *G. calcarata* y la primera aparición de *Gansserina gansseri*. Se han reconocido los siguientes taxones (fig. 5.3.16):

Archaeoglobigerina cretacea (D'ORBIGNY, 1940)
Contusotruncana fornicata (PLUMMER, 1931)
Contusotruncana patelliformis (GANDOLFI, 1955)
Contusotruncana plicata (WHITE, 1928)
Gansserina sp.
Globigerinelloides sp.
Globotruncana aegyptiaca NAKKADY, 1950
Globotruncana arca (CUSHMAN, 1926)
Globotruncana bulloides VOGLER, 1941
Globotruncana falsostuarti SIGAL, 1952
Globotruncana linneiana (D'ORBIGNY, 1839)
Globotruncana mariei BANNER Y BLOW, 1960
Globotruncana orientalis EL NAGGAR, 1966
Globotruncana rosetta (CARSEY, 1926)
Globotruncana ventricosa WHITE, 1928
Globotruncana sp.
Globotruncanella havanensis (VOORWIJK, 1937)
Globotruncanella petaloidea (GANDOLFI, 1955)
Globotruncanita angulata TILEV, 1951
Globotruncanita conica (WHITE, 1928)
Globotruncanita stuarti (DE LAPPARENT, 1918)
Globotruncanita stuartiformis (DALBIEZ, 1955)
Globotruncanita subspinoso (PESSAGNO, 1960)
Hedbergella holmdelensis OLSSON, 1964
Hedbergella monmouthensis (OLSSON, 1960)
Heterohelix sp.
Planoglobulina sp.
Pseudoguembelina costulata (CUSHMAN, 1938)
Rugoglobigerina rugosa (PLUMMER, 1926)

Rugoglobigerina sp.

Schackoina sp.

Biozona de *Gansserina gansseri* (parte inferior-media) Se ha reconocido la parte baja y media de la biozona, pero no la parte más alta, caracterizada por la presencia de *Contusotruncana contusa* y/o *Racemiguembelina fructicosa*. Esta parte inferior y media de la biozona queda caracterizada por la presencia de los siguientes taxones (fig. 5.3.16):

Archaeoglobigerina blowi PESSAGNO, 1967
Archaeoglobigerina cretacea (D'ORBIGNY, 1940)
Contusotruncana fornicata (PLUMMER, 1931)
Contusotruncana patelliformis (GANDOLFI, 1955)
Contusotruncana walfischensis (TODD, 1970)
Gansserina wiedenmayeri (GANDOLFI, 1955)
Globigerinelloides subcarinatus (BRÖNNIMANN, 1952)
Globigerinelloides sp.
Globotruncana aegyptiaca NAKKADY, 1950
Globotruncana arca (CUSHMAN, 1926)
Globotruncana bulloides VOGLER, 1941
Globotruncana falsostuarti SIGAL, 1952
Globotruncana linneiana (D'ORBIGNY, 1839)
Globotruncana mariei BANNER Y BLOW, 1960
Globotruncana orientalis EL NAGGAR, 1966
Globotruncana rosetta (CARSEY, 1926)
Globotruncana ventricosa WHITE, 1928
Globotruncanella havanensis (VOORWIJK, 1937)
Globotruncanella petaloidea (GANDOLFI, 1955)
Globotruncanella pschadae (KELLER, 1946)
Globotruncanita angulata TILEV, 1951
Globotruncanita conica (WHITE, 1928)
Globotruncanita stuarti (DE LAPPARENT, 1918)
Globotruncanita stuartiformis (DALBIEZ, 1955)
Globotruncanita subspinosa (PESSAGNO, 1960)
Hedbergella holmdelensis OLSSON, 1964
Hedbergella monmouthensis (OLSSON, 1960)
Heterohelix sp.
Planoglobulina acervulinoides (EGGER, 1899)
Pseudoguembelina costulata CUSHMAN, 1938
Pseudotextularia sp.
Rugoglobigerina hexacamerata BRÖNNIMANN, 1952
Rugoglobigerina milamensis SMITH Y PESSAGNO, 1973
Rugoglobigerina pennyi BRÖNNIMANN, 1952
Rugoglobigerina rugosa (PLUMMER, 1926)
Rugoglobigerina sp.
Schackoina sp.

Foraminíferos bentónicos: La asociación de foraminíferos bentónicos incluidos en estos depósitos es bastante pobre e incluye los siguientes taxones:

Gaudryna sp.

Lenticulina sp.

Verneuilina sp.

En los depósitos turbidíticos más altos intercalados en esta unidad se ha identificado entre los abundantes foraminíferos bentónicos de pared aglutinada de terrígenos la especie *Navarella joaquinii* CIRY Y RAT.

Interpretación cronoestratigráfica

Entre la asociación de foraminíferos bentónicos cabe destacar la presencia de *Navarella joaquinii*, que suele encontrarse asociada frecuentemente a grandes foraminíferos bentónicos característicos del Maastrichtiense.

Los primeros niveles analizados de la unidad se han incluido en la biozona de foraminíferos planctónicos de *Globotruncanita elevata*. A esta primera biozona del Campaniense le corresponde una edad Campaniense inferior a Campaniense medio-bajo, de acuerdo con Hardenbol *et al.* (1998a).

Para la parte más alta de la unidad se ha reconocido la parte media de la biozona de *Gansserina gansseri*, caracterizada por la presencia de especies como *Contusotruncana walfischensis* y la ausencia de especies que marcan la entrada en la parte más alta de la biozona como *Contusotruncana contusa* o *Racemiguembelina fruticosa*. A esta parte media de la biozona de *Gansserina gansseri* se le asigna una edad Maastrichtiense inferior.

En conjunto, la asociación fósil de esta unidad arroja una edad Campaniense inferior a Maastrichtiense inferior para estos materiales.

Formación Raspay

Foraminíferos planctónicos: Se ha reconocido para esta unidad la parte más alta de la biozona de *Gansserina gansseri* y la biozona de *Abathomphalus mayaroensis*.

Biozona de *Gansserina gansseri* (parte superior) Esta parte superior de la biozona queda caracterizada por la presencia de los siguientes taxones (fig. 5.3.16):

- Contusotruncana contusa* (CUSHMAN, 1926)
- Contusotruncana fornicata* (PLUMMER, 1931)
- Contusotruncana patelliformis* (GANDOLFI, 1955)
- Contusotruncana plicata* (WHITE, 1928)
- Contusotruncana walfischensis* (TODD, 1970)
- Gansserina gansseri* (BOLLI, 1951)
- Gansserina wiedenmayeri* (GANDOLFI, 1955)
- Globigerinelloides subcarinatus* (BRÖNNIMANN, 1952)
- Globigerinelloides* sp.
- Globotruncana aegyptiaca* NAKKADY, 1950
- Globotruncana arca* (CUSHMAN, 1926)
- Globotruncana dupeblei* CARON, GLEZ. DONOSO, ROBASZYNSKI Y WONDERS, 1984
- Globotruncana falsostuarti* SIGAL, 1952
- Globotruncana linneiana* (D'ORBIGNY, 1839)
- Globotruncana ventricosa* WHITE, 1928
- Globotruncanella havanensis* (VOORWIJK, 1937)
- Globotruncanita angulata* TILEV, 1951
- Globotruncanita conica* (WHITE, 1928)
- Globotruncanita pettersi* (GANDOLFI, 1955)
- Globotruncanita stuarti* (DE LAPPARENT, 1918)
- Globotruncanita stuartiformis* (DALBIEZ, 1955)
- Globotruncanita subspinoso* (PESSAGNO, 1960)
- Hedbergella holmdelensis* OLSSON, 1964
- Hedbergella monmouthensis* (OLSSON, 1960)
- Heterohelix* sp.
- Planoglobulina acervulinoides* (EGGER, 1899)
- Pseudoguembelina costulata* (CUSHMAN, 1938)
- Pseudotextularia* sp.
- Racemiguembelina fruticosa* (EGGER, 1899)
- Rugoglobigerina macrocephala* BRÖNNIMANN, 1952
- Rugoglobigerina rugosa* (PLUMMER, 1926)

Biozona de *Abathomphalus mayaroensis*: Biozona de intervalo. Se han identificado los siguientes taxones (fig. 5.3.16):

Contusotruncana contusa (CUSHMAN, 1926)
Contusotruncana patelliformis (GANDOLFI, 1955)
Contusotruncana walfischensis (TODD, 1970)
Gansserina gansseri (BOLLI, 1951)
Globigerinelloides subcarinatus (BRÖNNIMANN, 1952)
Globigerinelloides sp.
Globotruncana dupeblei CARON, GLEZ. DONOSO, ROBASZYNSKI Y WONDERS, 1984
Globotruncana rosetta (CARSEY, 1926)
Globotruncanita angulata TILEV, 1951
Globotruncanita conica (WHITE, 1928)
Globotruncanita stuarti (DE LAPPARENT, 1918)
Globotruncanita stuartiformis (DALBIEZ, 1955)
Hedbergella monmouthensis (OLSSON, 1960)
Heterohelix sp.
Pseudoguembelina costulata (CUSHMAN, 1938)
Racemiguembelina fruticosa (EGGER, 1899)
Rugoglobigerina pennyi BRÖNNIMANN, 1952
Rugoglobigerina rotundata BRÖNNIMANN, 1952
Rugoglobigerina rugosa (PLUMMER, 1926)
Rugoglobigerina scotti (BRÖNNIMANN, 1952)

Foraminíferos bentónicos: La asociación bentónica de esta unidad es muy rica y variada y se han reconocido los siguientes taxones:

Ammodiscus sp.
Anomalinoides sp.
Arenobulimina sp.
Cibicides beaumontianus (D'ORBIGNY, 1840)
Cibicidoides dayi (WHITE, 1928)
Cibicidoides hyphalus FISHER, 1969
Cibicidoides sp.
Coryphostoma incrassata (REUS, 1851)
Cribr stomoides sp.
Dorothia bulleta (CARSEY, 1926)
Dorothia pupa (REUSS, 1860)
Dorothia retusa CUSHMAN, 1926
Fron dicularia sp.
Gaudrina pyramidata CUSHMAN, 1926
Gaudryna sp.
Gavelinella sp.
Globorotalites sp.
Glomospira sp.
Gyroidinoides sp.
Lenticulina sp.
Marssonella oxycona (REUSS, 1860)
Nodosaria vertebralis BATSCH, 1791
Nuttallides sp.
Oridorsalis sp.
Osangularia sp.
Praebulimina spinata (CUSHMAN Y CAMPBELL, 1935)
Reussella szajnochae (GRZYBOWSKI, 1896)
Sitella sp.
Spiroloculina sp.
Stensioina pommerana BROTZEN, 1940
Textularia sp.
Tritaxia sp.
Trochammina boehmi FRANKE
Verneuilina sp.

Interpretación cronoestratigráfica

Entre la rica asociación de foraminíferos microbentónicos de esta unidad es importante destacar la presencia de las especies *Coryphostoma incrassata*, *Stesioina pommerana* y *Cibicidoides hyphalus*. Los rangos de distribución de estas especies permiten obtener una datación bastante precisa para esta unidad. *Coryphostoma incrassata* y *Stesioina pommerana* muestran rangos de distribución comprendidos entre el Campaniense superior y el Maastrichtiense superior, mientras que a *Cibicidoides hyphalus* se le asigna un rango bioestratigráfico comprendido entre el Maastrichtiense superior y la biozona P5 de foraminíferos planctónicos de Berggren *et al.* (1995), según van Morkhoven *et al.* (1986), esto es una edad Maastrichtiense superior a Paleoceno terminal –Eoceno inferior. De acuerdo con dichos rangos bioestratigráficos, a los depósitos de esta unidad les corresponde una edad Maastrichtiense superior.

En función a los foraminíferos planctónicos, los primeros metros de la unidad se han incluido en la parte superior de la biozona de *Gansserina gansseri*, que está caracterizada por la presencia de especies como *Contusotruncana contusa* y *Racemiguembelina fruticosa* que, según Premoli Silva y Sliter (1995), marcan la entrada en el Maastrichtiense superior.

La parte más alta de la unidad se ha incluido en la biozona de *Abathomphalus mayaroensis*, a la que se le asigna una edad Maastrichtiense superior alto, de acuerdo con Hardenbol *et al.* (1998a).

De este modo, la edad que se obtiene para estos depósitos en función de los grupos representados es Maastrichtiense superior a Maastrichtiense superior alto.

Formación Agost

Foraminíferos planctónicos: Las formas que se observan en esta unidad, con morfologías globosas y de muy pequeño tamaño, son características de la parte más baja del Paleoceno y permiten asignar, con ciertas reservas, una edad Paleoceno basal a estos depósitos.

Foraminíferos microbentónicos:

Ammodiscus sp.
Angulogavelinella avnimelechi (REISS, 1952)
Cibicidoides velascoensis (CUSHMAN, 1925)
Cibicidoides sp.
Clavulina sp.
Gaudrina pyramidata CUSHMAN, 1926
Globorotalites sp.
Lenticulina sp.
Marssonella oxycona (REUSS, 1860)
Tritaxia aspera (CUSHMAN, 1926)
Tritaxia sp.
Verneuilina sp.

Interpretación cronoestratigráfica

La asociación de foraminíferos microbentónicos, con la especie *Cibicidoides velascoensis* (con un rango bioestratigráfico comprendido entre el Campaniense y el Paleoceno terminal /Eoceno inferior), junto con la especie *Angulogavelinella avnimelechi* (con una distribución Maastrichtiense - Paleoceno terminal /Eoceno inferior), permite obtener una datación bastante amplia comprendida entre el Maastrichtiense - Paleoceno terminal /Eoceno inferior para estos depósitos.

En función de los foraminíferos planctónicos que caracterizan estos depósitos, con tamaño muy pequeño y morfologías globosas, sin formas de tamaño algo mayor o con periferias angulosas o subangulosas, podría asignarse una edad Paleoceno inferior basal a esta unidad.

5.3.3. Discontinuidades y eventos

Discontinuidad del Santoniense terminal (Campaniense basal)

Separando los depósitos calizos del Santoniense superior (biozona de *Dicarinella asymetrica*) de los carbonatos ligeramente más ricos en terrígenos de la Fm. Carche (biozona de *Globotruncanita elevata* en sus primeros metros) se ha observado en la Sierra de Aixorta el desarrollo de un nivel conglomerático de 40 – 60 cm de espesor. Este nivel muestra unos límites bastante netos e incluye pequeños cantos de composición caliza y de formas subredondeadas, con tamaños medios que oscilan entre 1 y 1,5 cm (fig. 5.3.17). Los primeros centímetros de este nivel son clasto-soportados, siendo el resto matriz-sostenido. Se interpreta que este depósito fue el resultado de un movimiento gravitacional de tipo *debris flow*, asociado al evento tectónico del Santoniense terminal – Campaniense basal.



Figura 5.3.17. Depósitos de tipo *debris flow* asociados a la discontinuidad del Santoniense terminal – Campaniense basal. En la imagen se observan los depósitos clasto-soportados de la parte inferior del nivel.

Discontinuidad del Maastrichtiense medio

A techo de la Formación Carche se ha reconocido un nivel de medio metro de espesor (fig. 5.3.1 C) correspondiente a un depósito de tipo *debris flow* que marca un cambio sustancial en las condiciones de depósito, de modo que las sucesiones fundamentalmente carbonáticas de la Formación Carche dejan paso a depósitos esencialmente margosos que predominarán hasta el final del Cretácico.

Este nivel está asociado a la discontinuidad del Maastrichtiense medio y está formado por cantos calizos redondeados a subredondeados de tamaño variable, en una matriz de características similares pero algo más margosa (fig. 5.3.18). El tamaño de los litoclastos tiende a disminuir hacia la parte superior del nivel. Los primeros centímetros son clasto-soportados, mientras que el resto es matriz-sostenido. Los litoclastos son biomicritas de textura *wackestone-packstone* y se encuentran inmersos en una matriz de textura *wackestone*, con abundantes restos de inocerámidos y de equínidos, junto con numerosos foraminíferos planctónicos, calciesferas y foraminíferos bentónicos hialinos y aglutinados calcáreos (fig. 5.3.19).

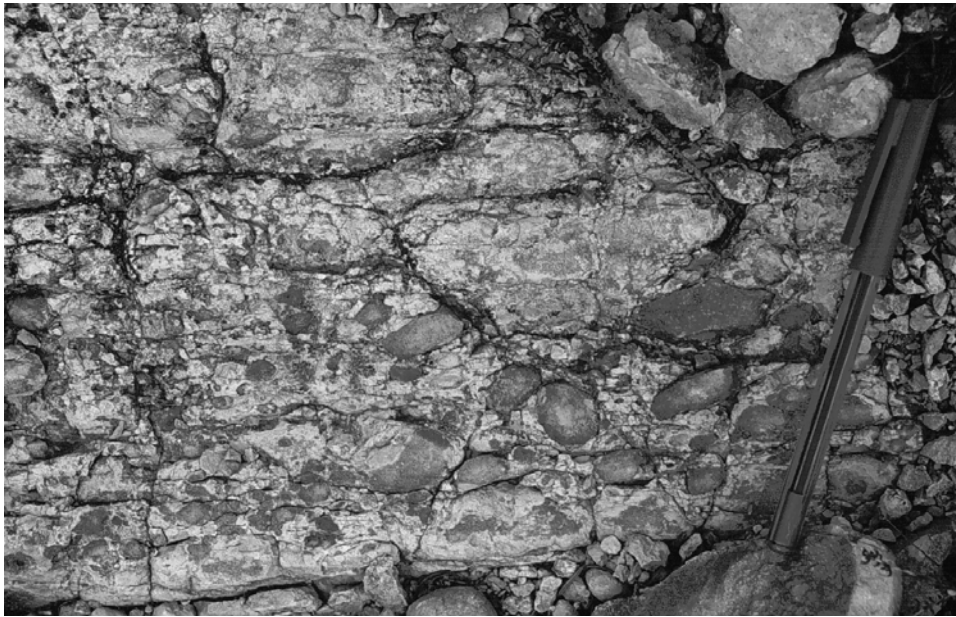


Figura 5.3.18. Aspecto en el afloramiento del nivel asociado a la discontinuidad del Maastrichtiense medio.

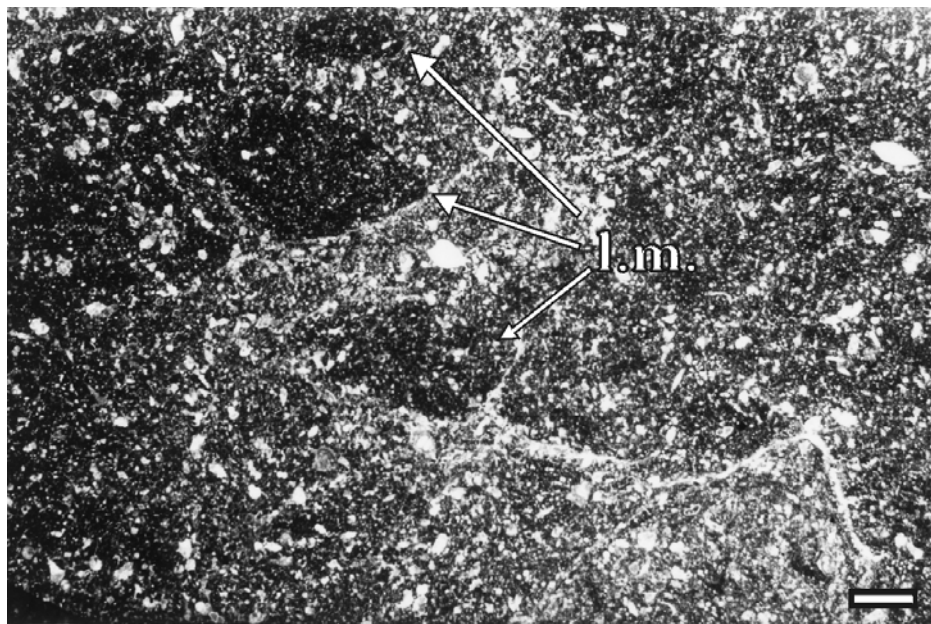


Figura 5.3.19. Aspecto al microscopio de los depósitos asociados a la discontinuidad del Maastrichtiense medio, con abundantes litoclastos biomicríticos (**l.m.**) subredondeados. Escala gráfica: 1 mm.

Se interpreta el depósito de este nivel como resultado de un flujo gravitatorio denso de tipo *debris flow*, relacionado con un evento de inestabilización durante el Maastrichtiense medio.

Edad de estos materiales

La matriz que engloba los litoclastos incluye una asociación muy rica en foraminíferos planctónicos. Los litoclastos incluyen una fauna muy similar a la reconocida para la matriz. Se han reconocido los siguientes taxones:

- Contusotruncana patelliformis* (GANDOLFI, 1955)
- Contusotruncana walfischensis* (TODD, 1970)
- Globigerinelloides subcarinatus* (BRÖNNIMANN, 1952)
- Globigerinelloides* sp.
- Globotruncana aegyptiaca* NAKKADY, 1950

Globotruncana arca (CUSHMAN, 1926)
Globotruncana falsostuarti SIGAL, 1952
Globotruncana linneiana (D'ORBIGNY, 1839)
Globotruncanella havanensis (VOORWIJK, 1937)
Globotruncanita angulata TILEV, 1951
Globotruncanita stuartiformis (DALBIEZ, 1955)
Heterohelix sp.
Planoglobulina acervulinoides (EGGER, 1899)
Pseudoguembelina costulata (CUSHMAN, 1938)
Rugoglobigerina rugosa (PLUMMER, 1926)

Esta asociación fósil, caracterizada por la presencia de *Contusotruncana walfischensis*, que tiene su primera presencia dentro de la parte media – alta de la biozona de *Gansserina gansseri* de acuerdo con Robaszynski *et al.* (2000), y la ausencia de formas típicas del Maastrichtiense superior, permite obtener una edad Maastrichtiense inferior para estos depósitos.

Discontinuidad Maastrichtiense terminal – Daniense y sedimentación condensada del Paleoceno

En la sección levantada en la Sierra de Aixorta se ha observado un tránsito gradual entre los depósitos del Maastrichtiense superior y los del Paleoceno (ver fig. 5.3.20 izquierda). Sobre estos depósitos paleocenos correspondientes a la fm. Agost se ha reconocido un nivel caótico intensamente deformado que incluye bloques calizos en los que es posible reconocer el desarrollo de un *hardground* de edad Maastrichtiense terminal – Daniense (fig. 5.3.20). De este modo, el paso del Cretácico al Terciario en estos bloques muestra un registro completamente diferente al descrito en la sección de Aixorta.

A partir de la información obtenida de los depósitos desarrollados “*in situ*” y de los alóctonos ha sido posible elaborar una reconstrucción hipotética de cómo llegó a formarse la columna estudiada en la Sierra de Aixorta (fig. 5.3.20).

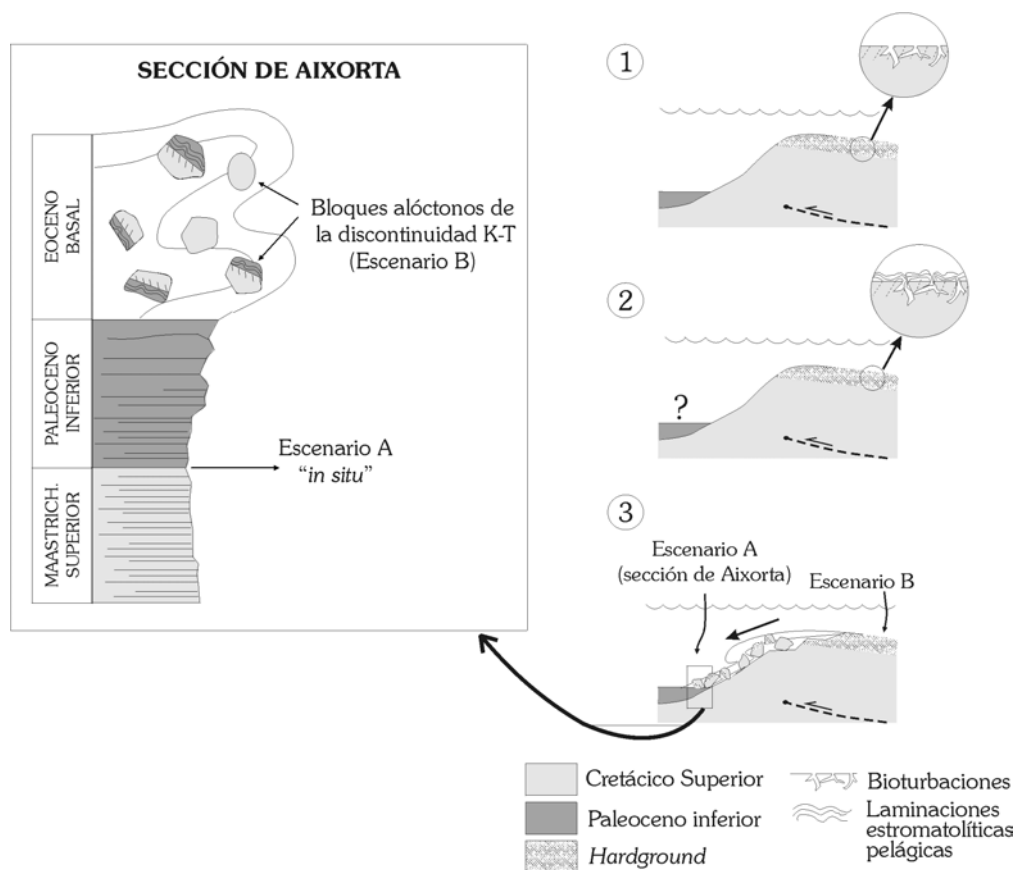


Figura 5.3.20. Reconstrucción hipotética de la formación de la sección estudiada en la Sierra de Aixorta.

Para explicar los depósitos caóticos con grandes *slumps* y bloques calizos con *hardground* de la parte superior de la sección de Aixorta debió existir un área elevada (en la que se desarrolló el *hardground*) y otra deprimida (donde continuó la sedimentación a lo largo del tránsito entre el Maastrichtiense y el Daniense y donde se acumularon posteriormente los depósitos de gravedad). Entre las posibles disposiciones paleogeográficas que permiten explicar la presencia de esta zona elevada y de una zona deprimida cabría destacar el desarrollo de un paleoalto a favor de fallas normales, por pendiente regional o por tectónica compresiva. El contexto estructural regional y la observación de secciones en otros puntos lleva a pensar que el último caso es el más probable.

A continuación se describirán las características del *hardground* Maastrichtiense terminal – Daniense y de los depósitos condensados de edad Paleoceno que lo tapizan, reconocidos en los bloques calizos incorporados en los depósitos caóticos de la parte superior de la sección:

Discontinuidad del Maastrichtiense terminal - Daniense

Esta discontinuidad desarrollada a techo del Maastrichtiense terminal está representada por un *hardground* intensamente perforado, ferruginizado, litificado y colonizado por organismos epifaunales (corales solitarios, gasterópodos, braquiópodos), que queda cubierto por una costra de laminaciones estromatolíticas pelágicas fuertemente oxidada, que puede llegar a alcanzar varios centímetros de espesor (fig. 5.3.21).

Esta discontinuidad muestra las siguientes características:

- Bioturbación y perforaciones:** Los depósitos de techo de la Formación Raspay muestran una densa trama tridimensional de bioturbaciones (*burrows*) muy ramificadas que afectan a los últimos decímetros de la unidad cretácica y que se han incluido en la icnofacies *Thalassinoides*. También se han identificado perforaciones (*borings*), más sencillas y de menor longitud que los *burrows*, pero sólo para los últimos centímetros de los depósitos del Maastrichtiense superior.
- Litificación temprana y nodulización:** Los depósitos calizomargosos de techo de la Formación Raspay sufrieron litificación temprana y una intensa nodulización (fig. 5.3.21), en relación a una parada en la sedimentación y/o a una ralentización en la tasa de sedimentación.
- Laminaciones de estromatolitos pelágicos:** Los depósitos del Cretácico terminal están tapizados por una costra de laminaciones estromatolíticas pelágicas ricas en fosfato, desarrolladas en varias etapas, que recubrieron esta superficie de discontinuidad tan irregular y que tapizaron las paredes de algunas bioturbaciones y perforaciones en su parte más alta (fig. 5.3.21). La descripción detallada de estas laminaciones se realizará en el apartado correspondiente a la sedimentación condensada del Paleoceno.
- Precipitación de fosfato:** Tanto los depósitos de techo de la Formación Raspay como las laminaciones estromatolíticas están enriquecidos en fosfato. Este enriquecimiento pudo ser el resultado del metabolismo microbiano, que, de acuerdo con Mortimer (1971) y Gächter *et al.* (1988), puede afectar bien directa o indirectamente a la dinámica del fósforo en la interfase sedimento-agua.
- Ferruginización:** Los nódulos de los últimos centímetros de la Formación Raspay muestran enriquecimiento en óxidos de hierro que suele afectar principalmente a la parte externa de los mismos, difuminándose desde estas zonas más externas hacia su interior (fig. 5.3.21). La ferruginización afectó también a las laminaciones estromatolíticas, especialmente hacia los bordes de la estructura.
- Colonización por organismos epibiontes:** Tapizando la superficie de discontinuidad se ha reconocido una rica fauna epibentónica, formada por corales solitarios, gasterópodos y braquiópodos. El hecho de que esta superficie de discontinuidad esté colonizada por epifauna y muestre numerosos *borings*, permitiría asegurar que se trataba de un verdadero *hardground* bien desarrollado, de acuerdo con Kennedy y Garrison (1975).

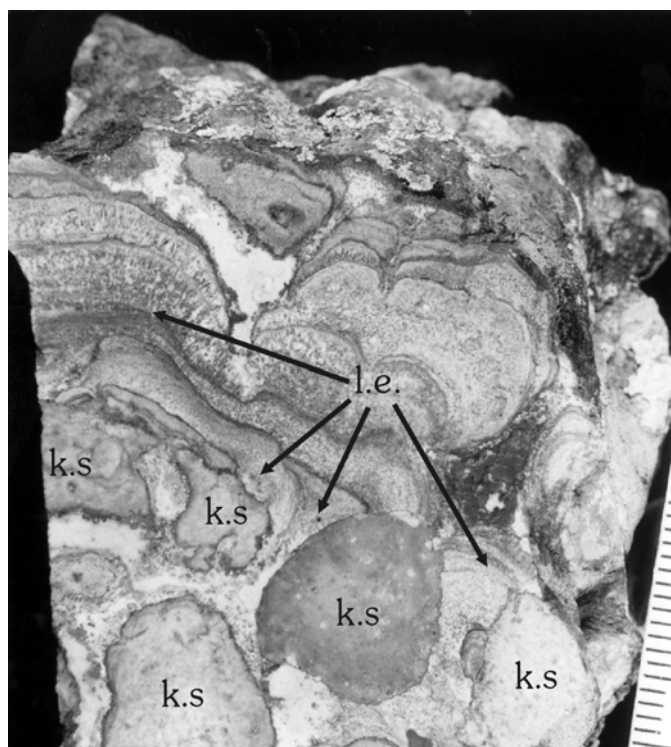


Figura 5.3.21. Aspecto en sección pulida del *hardground* del Cretácico terminal en los bloques calizos. Los depósitos del Cretácico terminal (**k.s.**) están intensamente ferruginizados y nodulizados en su parte más alta y tapizados por una costra formada por sucesivas etapas de laminaciones estromatolíticas pelágicas (**l.e.**).

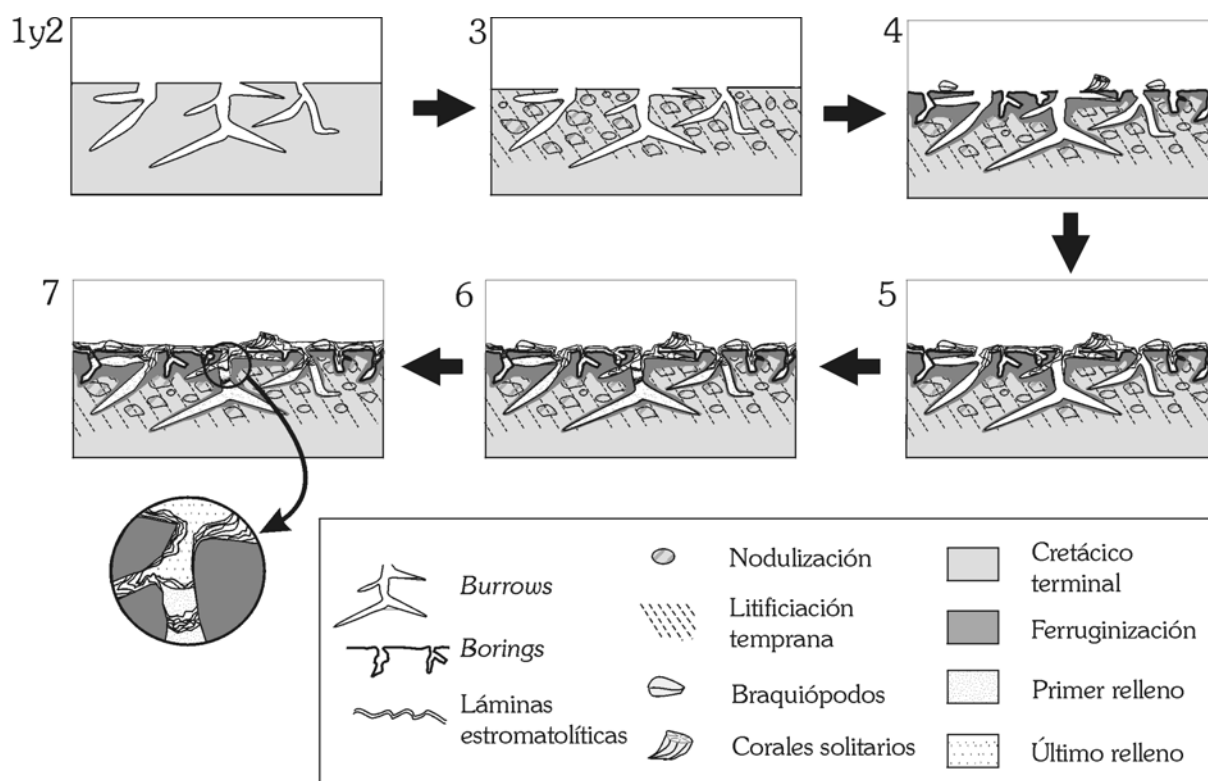


Figura 5.3.22. Esquema que resume los procesos asociados a la formación del *hardground* a techo del Cretácico terminal en la Sierra de Aixorta.

Podríamos resumir el desarrollo del *hardground* en siete etapas (fig. 5.3.22), durante las cuales los procesos que dieron lugar a las características anteriormente expuestas pudieron

solaparse en el tiempo: 1. Parada en la sedimentación; 2. Bioturbación (*burrows*); 3. Diagénesis temprana con nodulización, litificación temprana y enriquecimiento en óxidos; 4. Perforaciones (*borings*), intensa ferruginización de la superficie y de las paredes de las bioturbaciones en su parte más alta y colonización por organismos epibentónicos; 5. Desarrollo de laminaciones estromatolíticas que recubren la superficie y la parte superior de las paredes de las bioturbaciones y precipitación de fosfatos; 6. Relleno parcial de las bioturbaciones y perforaciones por sedimentos del Paleoceno inferior a medio, con varias etapas con desarrollo de estromatolitos, que pueden ir seguidas de una ligera ferruginización; 7. Total relleno de las bioturbaciones y perforaciones y de los espacios entre domos estromatolíticos.

Esta discontinuidad llevó asociada un importante cambio en las asociaciones de foraminíferos planctónicos, con la desaparición de todos los grupos de globotruncánidos y la aparición de nuevos grupos durante el Paleoceno. El desarrollo de esta discontinuidad fue el resultado de una interrupción sedimentaria hacia el final del Maastrichtiense. La sedimentación se reanudó durante el Paleoceno inferior no basal, pero, a diferencia de lo observado en otros sectores (p.ej. Sierra del Carche), estuvo caracterizada por muy bajas velocidades de sedimentación, que dieron lugar al desarrollo de depósitos muy condensados. Estas condiciones de sedimentación se mantuvieron durante la mayor parte del Paleoceno.

Sedimentación condensada del Paleoceno

La superficie de discontinuidad desarrollada a techo de los depósitos del Maastrichtiense superior quedó cubierta por depósitos condensados de edad Paleoceno. Estos depósitos condensados incluyen la costra estromatolítica que tapiza la superficie de discontinuidad y los rellenos de las bioturbaciones desarrolladas a techo de los materiales del Maastrichtiense.

Las laminaciones estromatolíticas tapizaron la superficie de discontinuidad en varias etapas y revistieron los centímetros más superficiales de las paredes de las bioturbaciones. Este último tipo de recubrimiento estromatolítico se incluiría dentro de los “endostromatolitos” (*sensu* Monty, 1982; Vera y Martín-Algarra, 1994). La costra está formada por laminaciones macro, meso y microestromatolíticas. En la bibliografía es común observar los términos “microestromatolítico” y “miniostromatolítico” en la descripción de las láminas estromatolíticas. Aunque estos términos han sido utilizados a menudo como sinónimos (p.ej.; Hofmann y Grotzinger, 1985), en este trabajo se sigue la propuesta de Soudry y Panczer (1994), según la cual separan ambos términos, reservando el término “microestromatolito” para aquellas láminas que requieren de un microscopio para su observación y estudio. Para describir las laminaciones estromatolíticas se ha seguido la nomenclatura propuesta por Krajewski (1983), ampliada posteriormente por García-Cervigón *et al.* (1986-1987) y Martín-Algarra y Vera (1994). En el trabajo original de Krajewski se proponen 4 tipos de fábricas para las laminaciones estromatolíticas, mientras que García-Cervigón *et al.* (1986-1987) y Martín-Algarra y Vera (1994) añaden un quinto tipo en el que juegan un papel importante los foraminíferos incrustantes y proponen una clasificación de las laminaciones en función de sus morfologías. Se han reconocido las siguientes fábricas estromatolíticas: laminaciones estromatolíticas laxas pobres en micrita, laminaciones micríticas densas, laminaciones que adoptan formas cóncavas, a escala centimétrica y milimétrica, y laminaciones arborescentes a escala milimétrica (fig. 5.3.23).

Se ha podido reconocer en algunas ocasiones una sucesión bastante completa de fábricas estromatolíticas que se repiten sucesivamente para construir la estructura biogénica. Lo primero que se suele generar es un “gel” fosfático, sin micrita y sin laminar, a partir del cual “nuclear” las laminaciones propiamente dichas. Se disponen en primer lugar laminaciones estromatolíticas laxas pobres en micrita, seguidas de laminaciones que adoptan formas cóncavas o cupulares, que van alternando para constituir la estructura final. Recubriendo dicha estructura, que suele adoptar formas columnares de mayor escala, se han identificado laminaciones microestromatolíticas arborescentes (fig. 5.3.24).

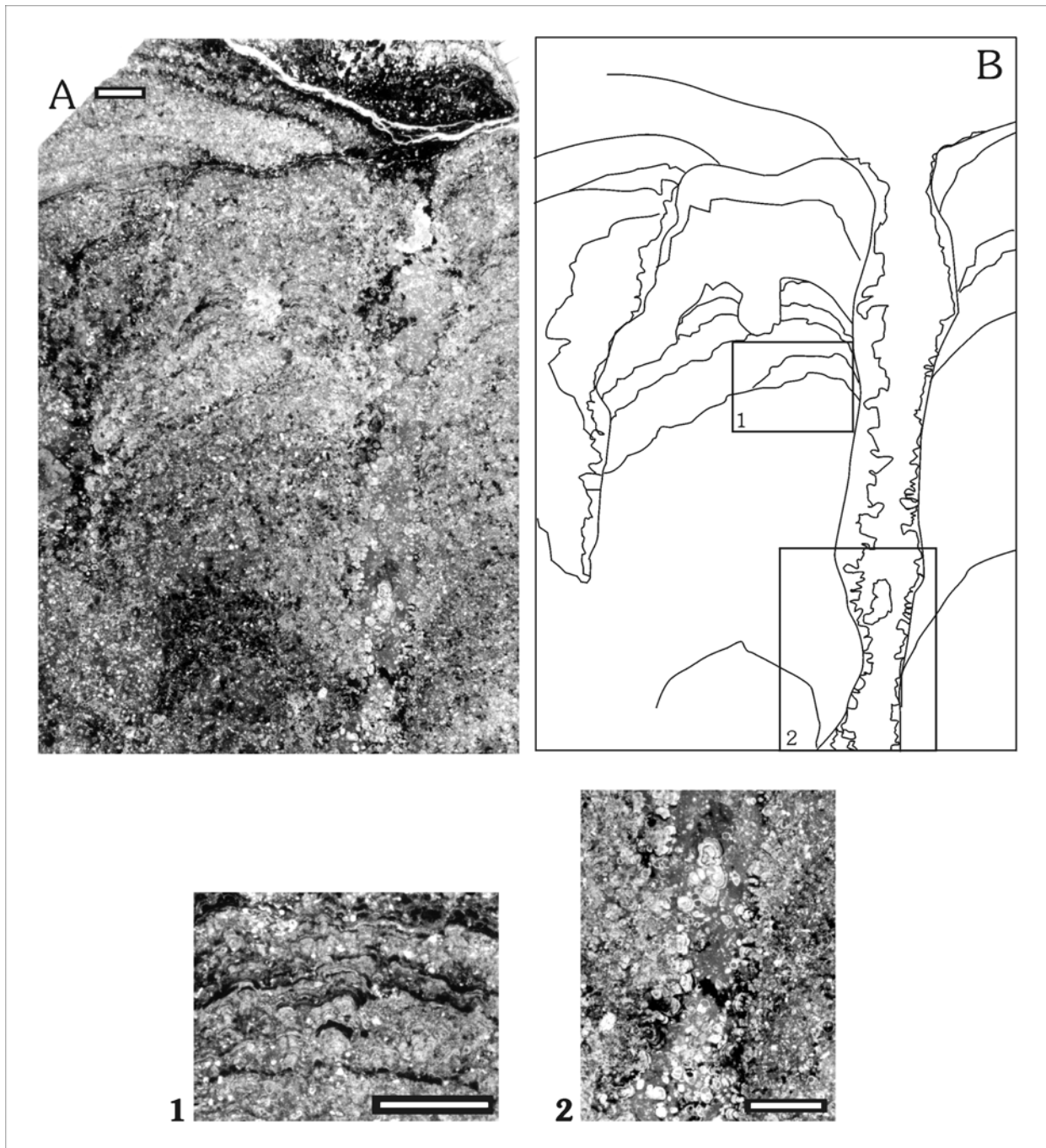


Figura 5.3.23. **A.** Domos estromatolíticas en Aixorta. Las laminaciones estromatolíticas incluyen abundantes foraminíferos planctónicos paleocenos, clastos subredondeados de glauconita y fosfatos y algunos granos de terrígenos. **B.** Esquema de la estructura de A. **1)** Detalle de las alternancias de laminaciones estromatolíticas pobres en micrita y dómicas a escala milimétrica que constituyen los domos. **2)** Detalle de los estromatolitos arborescentes que recubren los domos. Escala gráfica en todos los casos: 1mm.

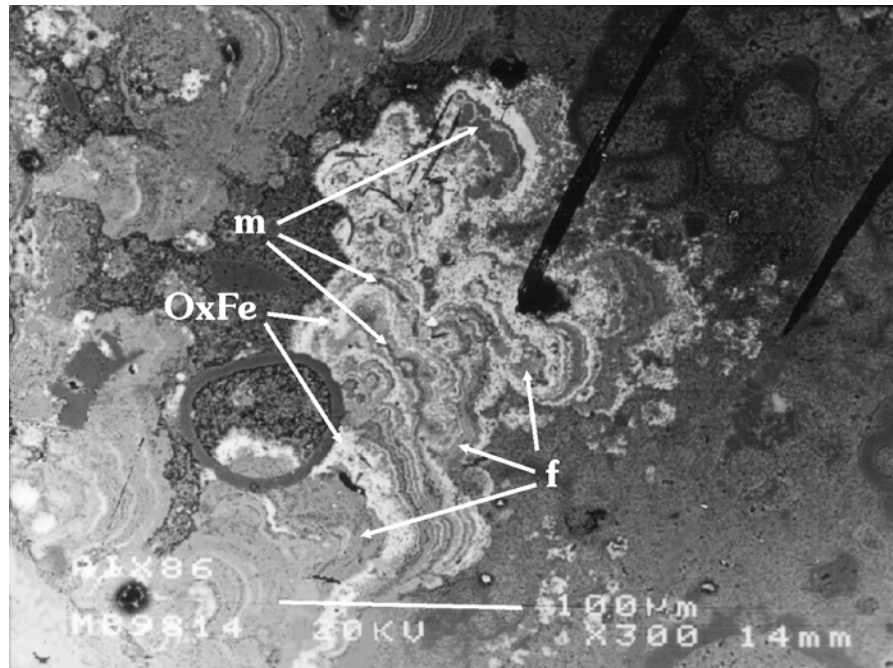


Figura 5.3.24. Microestromatolitos arborescentes en el microscopio electrónico de barrido (SEM), en modo de electrones retrodispersados. Obsérvese el bandeado formado por láminas que ofrecen diferentes coeficientes de reflexión en función de su número atómico. **OxFe** – óxidos de hierro, **m** – micrita, **f** – fosfatos.

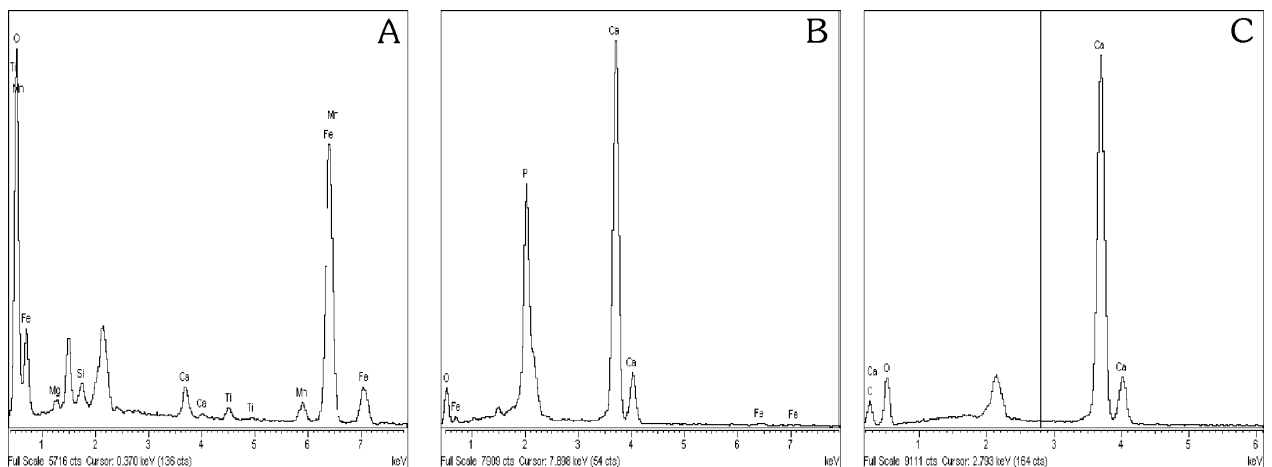


Figura 5.3.25. Análisis elementales obtenidos mediante microanálisis en el SEM en los bandeados que se observan en la figura 5.3.24. **A.** Microanálisis en las bandas con mayor coeficiente de reflexión, que muestra un alto contenido en óxidos de hierro. **B.** Microanálisis en las bandas con coeficiente de reflexión intermedio, con altos contenidos en fosfato y calcio. **C.** Microanálisis en las bandas con menor coeficiente de reflexión, ricas en carbonato cálcico.

Con ayuda del microscopio electrónico de barrido (SEM), en modo de “electrones retrodispersados”, se han podido estudiar en detalle estas laminaciones estromatolíticas. Así, se han reconocido bandeados formados por láminas brillantes (lo que indicaría un mayor número atómico), láminas gris oscuras, finas bandas grises más oscuras y pequeños gránulos muy oscuros (con los menores números atómicos) (fig. 5.3.24). Se ha estudiado la composición de estas bandas y gránulos mediante microanálisis, comprobándose que las bandas más brillantes son ricas en óxidos de hierro con algo de arcillas (fig. 5.3.25 A), las bandas gris oscuras están formadas por fosfato cálcico (fig. 5.3.25 B), las finas láminas gris más oscuras corresponden a carbonato cálcico (fig. 5.3.25 C) y los pequeños gránulos más oscuros son pequeños granos de cuarzo.

Todas estas laminaciones estromatolíticas suelen incluir abundantes foraminíferos planctónicos del Paleoceno no basal (fig. 5.3.26), numerosos clastos subredondeados de

glaucionita, abundantes fosfatos, tanto como clastos subredondeados, como en forma de bioclastos de naturaleza fosfática y terrígenos en bajas proporciones.

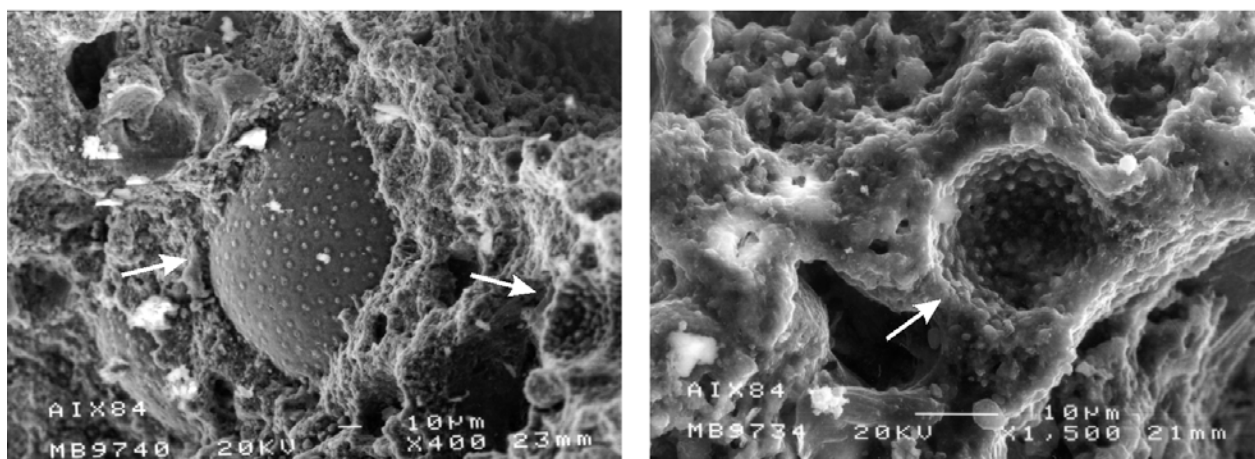


Figura 5.3.26. Dos aspectos de los foraminíferos planctónicos incluidos en las laminaciones estromatolíticas al microscopio electrónico. **A la izquierda**, pared perforada de un foraminífero planctónico y molde externo de otro foraminífero. **A la derecha**, entre láminas fosfáticas de estructura masiva, molde externo de un foraminífero planctónico en el que se han preservado perfectamente los poros de la pared.

Este *hardground* ha sido objeto de estudios anteriores (Company *et al.*, 1982; Vera y Martín-Algarra, 1994). Los estromatolitos del *hardground* de Aixorta son similares a aquellos descritos por Krajewski *et al.*, (2000) para el Cretácico superior del Jura, y a los descritos por Martín-Algarra y Sánchez Navas (1995), para el Jurásico superior de la Cordillera Bética.

El desarrollo de los estromatolitos pelágicos de la Sierra de Aixorta se ha explicado como el resultado del crecimiento de filamentos microbianos, bacterias fundamentalmente, que favorecieron mediante su actividad vital la floculación y/o la precipitación de sulfuros, fosfatos y oxi-hidróxidos de hierro y de manganeso, así como el atrapamiento de finos sedimentos pelágicos (Vera y Martín-Algarra, 1994).

Las bioturbaciones desarrolladas en los depósitos del Cretácico terminal se rellenaron parcialmente con depósitos biomicríticos de grano muy fino del Paleoceno inferior no basal a medio (fig. 5.3.27), con porcentajes inferiores al 1% de granos de cuarzo de tamaño arena muy fina. Estas biomicritas son muy ricas en foraminíferos planctónicos globosos, con escasos foraminíferos bentónicos (hialinos y aglutinados), algunos restos de equinodermos, dientes de peces, pequeños gasterópodos y braquiópodos. Incluidos en estas biomicritas destacan abundantes cantitos de glauconita y de composición fosfática.

Separando diferentes episodios de relleno biomicrítico se han observado al menos dos etapas de desarrollo estromatolítico, que pueden ir seguidas de una ligera ferruginización (fig. 5.3.27).

Por último, todas las cavidades restantes, tanto en las bioturbaciones, como entre los domos estromatolíticos de la costra, fueron rellenadas por depósitos biomicríticos de edad Paleoceno medio alto a superior bajo y Paleoceno superior (fig. 5.3.27). El primero de estos episodios de relleno (Paleoceno medio alto a superior bajo) está formado por biomicritas de tamaño de grano muy fino a fino, con proporciones inferiores al 1% de granos de cuarzo de tamaño muy fino, muy ricas en foraminíferos planctónicos con periferias subangulosas a angulosas, con algunos foraminíferos bentónicos hialinos y restos de equinodermos. Incluyen escasos clastos subredondeados no oxidados de glauconita y algunos clastos también subredondeados de fosfato. El último episodio de relleno (Paleoceno superior) está constituido también por biomicritas de grano fino, pero que muestran mayores proporciones de granos de cuarzo (entre un 4 y un 6%), de tamaño algo mayor, de arena fina a media. Son ricas en foraminíferos planctónicos de periferias angulosas, escasos foraminíferos bentónicos hialinos y restos de equinodermos. Incluyen abundantes partículas subredondeadas de glauconita y de

naturaleza fosfática. Durante estas dos últimas etapas de relleno de las cavidades no hubo desarrollo de laminaciones estromatolíticas.

En resumen, para el Paleoceno se puede diferenciar una sedimentación condensada del Paleoceno inferior no basal al Paleoceno medio, con desarrollo en distintas etapas de laminaciones estromatolíticas que van cubriendo la superficie de discontinuidad y con rellenos biomicríticos y endoestromatolíticos de las bioturbaciones, y por otro lado, los depósitos biomicríticos del Paleoceno medio alto y superior, que cubren la costra estromatolítica y que terminan de rellenar las bioturbaciones y las cavidades entre los domos estromatolíticos.

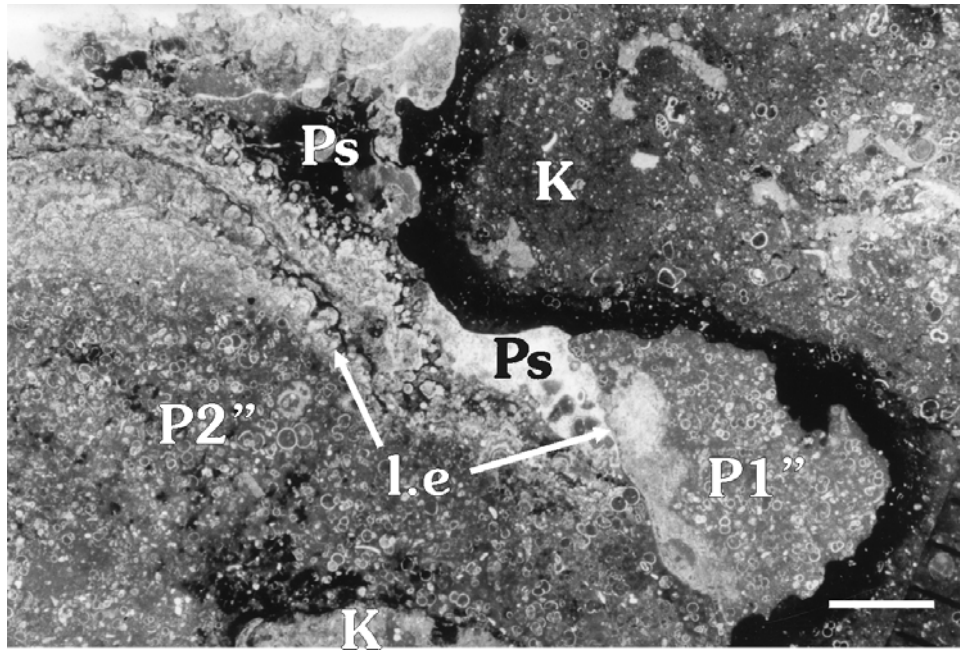


Figura 5.3.27. Relleno de las bioturbaciones a techo del Cretácico (**K**) con depósitos del Paleoceno inferior no basal a medio (en los que se reconocen dos episodios de relleno biomicrítico, **P1''** y **P2''**, limitadas por sendos desarrollos de laminaciones estromatolíticas, **l.e**) y del Paleoceno superior (**Ps**). Escala gráfica: 1 mm.

Edad de los depósitos

Mediante el estudio de las asociaciones de foraminíferos planctónicos en lámina delgada se han datado los materiales relacionados con el *hardground* y los depósitos condensados.

De este modo, en los materiales nodulizados, ferruginizados y bioturbados del Cretácico sobre el que se desarrolla el *hardground* se ha reconocido la siguiente asociación:

Foraminíferos planctónicos:

- Abathomphalus mayaroensis* (BOLLI, 1951)
- Contusotruncana contusa* (CUSHMAN, 1926)
- Contusotruncana fornicata* (PLUMMER, 1931)
- Gansserina gansseri* (BOLLI, 1951)
- Globigerinelloides* sp. CUSHMAN Y TEN DAM, 1948
- Globotruncana orientalis* EL NAGGAR, 1966
- Globotruncanella havanensis* (VOORWIJK, 1937)
- Globotruncanella* sp. REISS, 1957
- Globotruncanita angulata* TILEV, 1951
- Globotruncanita conica* (WHITE, 1928)
- Globotruncanita pettersi* (GANDOLFI, 1955)
- Globotruncanita stuarti* (DE LAPPARENT, 1918)
- Hedbergella* sp. BRÖNNIMANN Y BROWN, 1958
- Heterohelix* sp. EHRENBERG, 1843
- Plummerita reicheli* (BRÖNNIMANN, 1952)
- Pseudotextularia* sp. RZEHAKE, 1886

Racemiguembelina fructicosa (EGGER, 1899)
Rugoglobigerina hexacamerata BRÖNNIMANN, 1952
Rugoglobigerina rotundata BRÖNNIMANN, 1952
Rugoglobigerina rugosa (PLUMMER, 1926)
Rugoglobigerina scotti (BRÖNNIMANN, 1952)

Esta asociación caracteriza la biozona de *Abathompalus mayaroensis*, con una edad Maastrichtiense superior alto. La parte más alta de esta biozona, caracterizada por una importante disminución en la abundancia y variedad de los foraminíferos planctónicos ornamentados de tamaño medio a grande frente a un marcado aumento en las formas pequeñas y globosas, no se ha reconocido en estos depósitos. De este modo, la edad correspondiente a estos depósitos infra-discontinuidad es Maastrichtiense superior alto no terminal.

En las laminaciones estromatolíticas se han reconocido las siguientes asociaciones, ordenadas cronológicamente:

a) Asociación con foraminíferos planctónicos globosos de tamaño pequeño a medio, sin formas angulosas o subangulosas en su periferia. A esta primera asociación podría asignársele, de un modo tentativo, una edad Paleoceno inferior no basal.

b) Asociación con formas globosas similares a las de la asociación anterior, pero que ya cuentan con la presencia de formas subangulosas pertenecientes a la especie *Gl. compressa* (PLUMMER 1926).

c) A continuación, una asociación dominada por formas globosas de tamaño medio, entre las que se reconocen especímenes con cámaras de formas angulosas a cónicas y algunas formas subangulosas en su periferia. Aquí se han identificado *Gl. compressa* y *Pr. uncinata* (BOLLI 1957).

d) Finalmente, se observa una asociación dominada por formas del género *Morozovella*, con caparazones de periferia angulosa y morfología cónica que pueden mostrar ya una “quilla”, aunque de escaso desarrollo. Entre estas formas de *Morozovella* se han reconocido: *Morozovella angulata* (WHITE 1928), aún sin “quilla” en su periferia, y *Morozovella conicotruncata* (SUBBOTINA 1947). En conjunto, podría asignarse a estos depósitos una edad Paleoceno inferior no basal a Paleoceno medio.

Por último, rellenando las cavidades restantes, se pueden reconocer dos depósitos sucesivos, con facies diferentes y distintas asociaciones faunísticas. El primero de ellos muestra una asociación de foraminíferos planctónicos que incluye abundantes formas subangulosas a angulosas, entre las que se han reconocido *Morozovella conicotruncata*, *Gl. pseudomenardii* (BOLLI 1957) e *I. pusilla* (BOLLI 1957). A estos primeros depósitos se les podría asignar una edad Paleoceno medio alto a superior bajo, dependiendo de los diferentes autores. El segundo depósito incluye una asociación muy rica en formas angulosas ornamentadas. Se han identificado *Morozovella velascoensis* (CUSHMAN 1925) y *Gl. pseudomenardii*. La edad de estos depósitos sería, de un modo aproximado, Paleoceno superior.

En conclusión, la laguna sedimentaria representada por esta discontinuidad del final del Maastrichtiense abarca el Maastrichtiense terminal y el Paleoceno inferior basal. Los depósitos condensados desarrollados sobre la superficie de discontinuidad muestran una edad Paleoceno inferior no basal a Paleoceno superior, de modo que, en esta sedimentación tan condensada de escasos centímetros de espesor, queda registrada la mayor parte del Paleoceno.

Evento Thanetiense superior - Ilerdiense

Los últimos metros de la sección levantada en la Sierra de Aixorta muestran una intensa deformación, con grandes *slumps* que incluyen bloques de gran tamaño. Estos depósitos de aspecto caótico de la parte más alta de la sección se apoyan directamente sobre los materiales de edad Paleoceno inferior de la formación Agost (fig. 5.3.20).

Estos depósitos caóticos muestran un espesor variable, entre los 6 y los 8 metros (fig. 5.3.1 E). Están constituidos por una matriz margosa intensamente deformada de tonos verdosos, entre la que destacan bloques calizos, niveles calizos limosoarenosos y niveles de brechas. Entre los bloques calizos, que pueden llegar a alcanzar varios metros de diámetro, cabe destacar aquellos que muestran el desarrollo de un *hardground* de edad Maastrichtiense terminal –

Daniense. Estos bloques presentan una disposición aleatoria, con las laminaciones estromatolíticas (que indicarían su techo) indistintamente orientadas hacia el techo o hacia la base de la sección (fig. 5.3.28). También se han identificado bloques de calizas blancas de edad Cretácico superior-terminal, poco bioturbadas y sin desarrollo del *hardground*. Los niveles calizos limosoarenosos, de color marrón, finamente laminados y de aspecto lajoso, muestran bastante continuidad lateral, adaptándose entre los bloques calizos (fig. 5.3.29). Entre estos niveles limosoarenosos, a su vez, se han reconocido niveles de brechas de calizas intercalados.

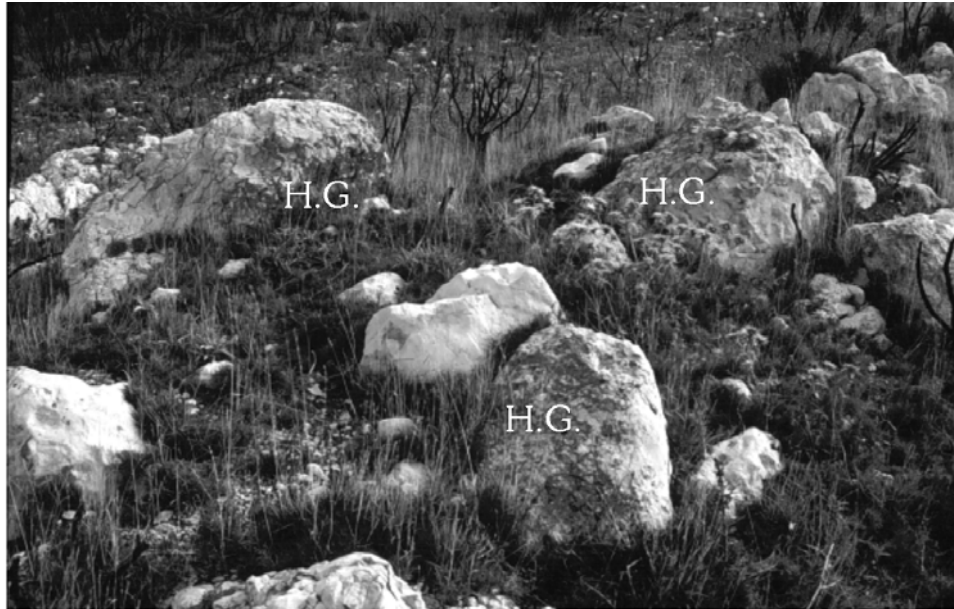


Figura 5.3.28. Disposición caótica de los bloques procedentes de la destrucción del *hardground* desarrollado a techo del Cretácico terminal. Obsérvese la orientación aleatoria de los bloques, reconocible por el *hardground* (**H.G.**), que sirve de criterio de polaridad.

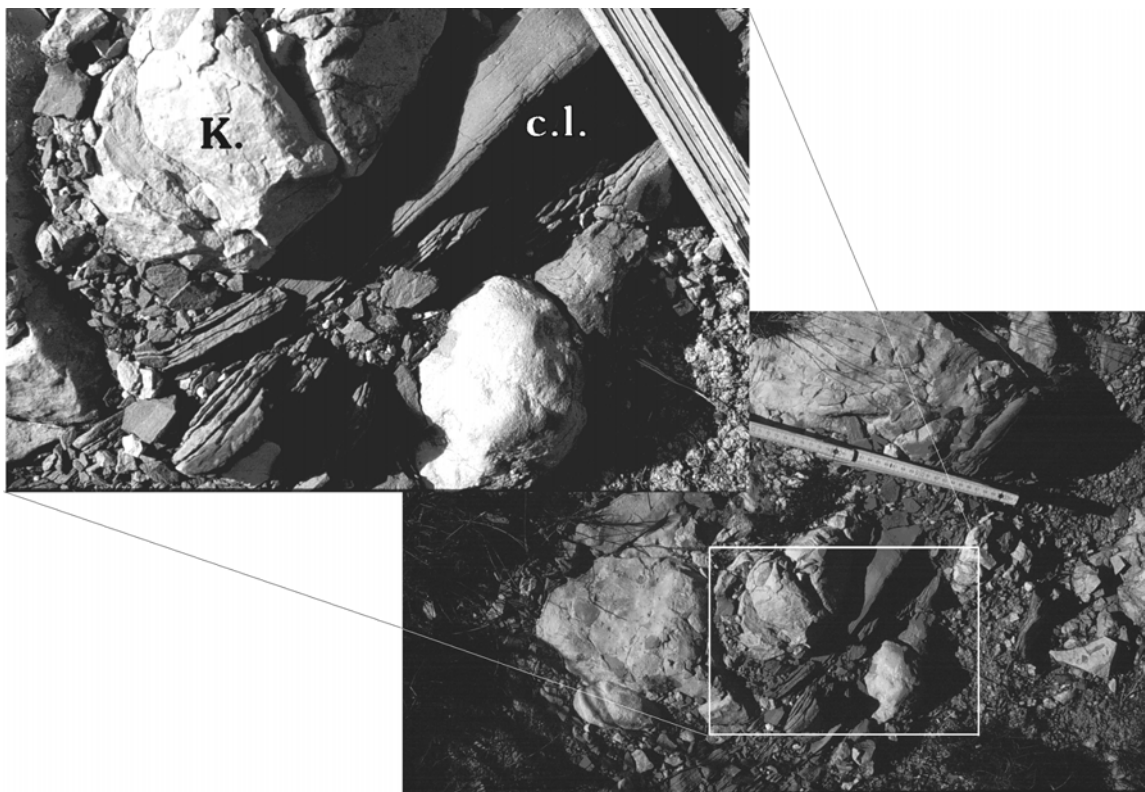


Figura 5.3.29. Nivel de calizas limosoarenosas laminadas (**c.l.**) intercalado entre los bloques cretácicos (**K.**).

Esta parte alta de la sección correspondería al desarrollo, en unas condiciones sedimentarias muy inestables, de grandes *slumps* que englobaban depósitos calizos limosoarenosos, brechas calizas lito y bioclásticas, bloques calizos con desarrollo de un *hardground* del Cretácico terminal – Paleoceno, y bloques calizos de niveles algo inferiores estratigráficamente, ya que se han encontrado también bloques poco bioturbados del Maastrichtiense superior.

Los niveles de calizas limosoarenosas muestran un espesor centimétrico y están constituidos por calizas de color ocre-marrón que muestran una fina laminación paralela. Son calcarenitas *packstone* de grano fino (fig. 5.3.30) que incluyen porcentajes variables (entre el 5 y el 10%) de granos de cuarzo de tamaño arena fina a limo. Estas calcarenitas muestran una orientación preferente de sus componentes, de modo que los clastos alargados se disponen subparalelos a la estratificación, mostrando una fina laminación horizontal. Su contenido fósil está caracterizado por una cierta mezcla de faunas de aguas someras (p.ej. foraminíferos macrobentónicos hialinos planoespirales) junto con faunas algo más profundas y abiertas (abundantes foraminíferos planctónicos con caparazones de periferia angulosa a subangulosa). También muestran algunos restos de equínidos y de algas rojas. La relación P/B es media a baja (inferior al 40%). Los restos fósiles muestran una conservación media, están algo fragmentados y se han reconocido abundantes restos muy micritizados, algunos de ellos no identificables. Esta facies muestra características muy similares a las de los depósitos de la misma edad reconocidos en otras secciones (fm. Pinoso).

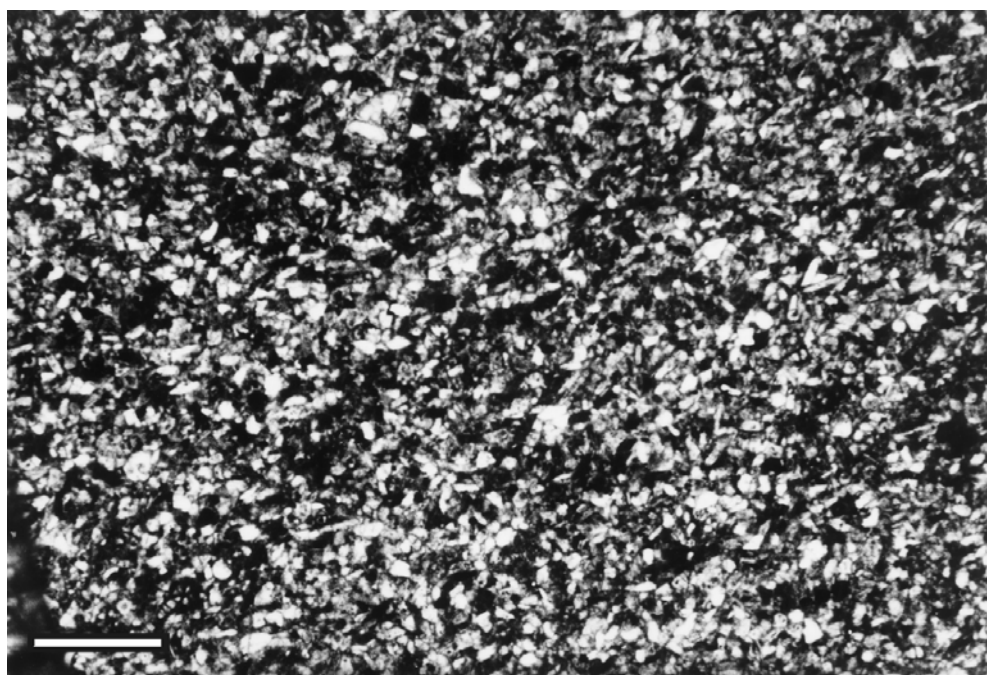


Figura 5.3.30. Ejemplo al microscopio de las calcarenitas de grano fino de los niveles calizos limosoarenosos. Escala gráfica: 1mm.

Las brechas calizas intercaladas entre los niveles limosoarenosos incluyen una mezcla extraordinaria de litoclastos de diferente naturaleza y edad, así como de faunas de diferentes ambientes y edades en su matriz (fig. 5.3.31). Se trata de calciruditas lito y bioclásticas. Entre los litoclastos, que pueden alcanzar varios centímetros de diámetro, se han reconocido litoclastos biomicríticos con fauna del Cretácico terminal y litoclastos con facies muy similares a la de los niveles calizos limosoarenosos entre los que se encuentran intercalados estos niveles de brechas. Los bioclastos mayoritarios son macroforaminíferos bentónicos de aguas relativamente someras, procedentes de la plataforma interna. Junto a éstos, se han reconocido briozoos, restos enteros y fragmentos de algas rojas, fragmentos reelaborados de corales coloniales, foraminíferos planctónicos y bentónicos y prismas de inocerámidos reelaborados del Cretácico y foraminíferos planctónicos angulosos del Terciario. El estado de conservación es muy variable. Hay restos

perfectamente conservados, restos bioerosionados en su exterior, restos fragmentados y abrasionados, restos fosfatizados y restos micritizados.

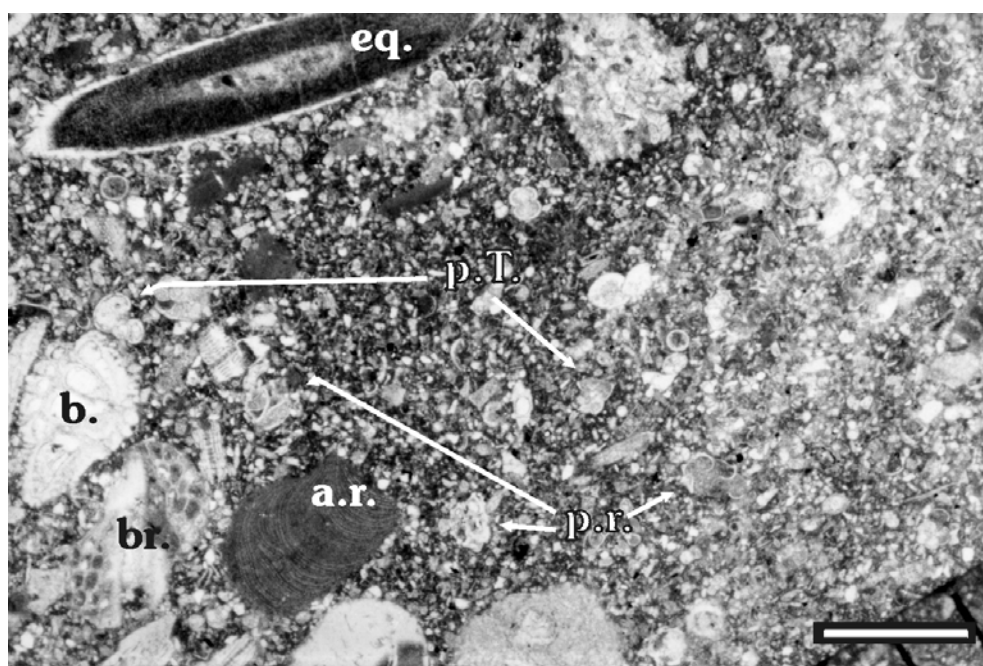


Figura 5.3.31. Ejemplo al microscopio de las brechas lito y bioclásticas con importante mezcla de faunas. Incluyen restos reelaborados del Cretácico (foraminíferos planctónicos – **p.r.**), junto con foraminíferos planctónicos terciarios (**p.T.**), briozoos (**br.**), algas rojas (**a.r.**), equinodermos (**eq.**) y foraminíferos macrobentónicos (**b.**). Escala gráfica: 1 mm.

Edad de los depósitos

Los niveles calizos limosoarenosos incluyen una asociación de foraminíferos planctónicos angulosos bastante pobre, dentro de la que se han identificado algunos ejemplares que se han incluido, con ciertas reservas, en las especies *Morozovella velascoensis* (CUSHMAN 1925) y *Morozovella aequa* (CUSHMAN Y RENZ 1942), lo que indicaría una edad Thanetiense superior - Ilerdiense inferior para estos depósitos.

En cuanto a los niveles de brechas calizas, la asociación de macroforaminíferos bentónicos parece indicar edades similares a las calizas limosoarenosas entre las que se encuentran intercaladas, es decir, Thanetiense superior - Ilerdiense inferior.

Los materiales más recientes identificados en estos depósitos con *slumps* y bloques corresponden a estos niveles limosoarenosos y a las calizas bioclásticas y litoclásticas, que se han datado como Thanetiense superior - Ilerdiense inferior. Por este motivo, el evento que dio como resultado el depósito de estos materiales se ha datado y denominado como “evento Thanetiense superior-Ilerdiense”, sin poderse afinar más la edad por el momento. Los materiales que se encuentran inmediatamente por encima de estos depósitos caóticos son materiales del Maastrichtiense inferior, ricos en globotruncánidos e inocerámidos, en claro contacto mecánico.

5.3.4. Evolución vertical

En la Sierra de Aixorta se han reconocido tres unidades: la Formación Carche, la Formación Raspay y la formación Agost.

La sedimentación de la Formación Carche tuvo lugar en un medio marino hemipelágico carbonático a mixto, bajo unas condiciones marinas normales de oxigenación y salinidad, situado por debajo de la zona fótica. Este medio marino, en el que predominaba la decantación de fino material pelágico, se veía afectado por la actuación de corrientes de fondo. Hacia techo, comenzó a recibir esporádicamente depósitos de naturaleza turbidítica. La presencia de estos niveles turbidíticos, así como las abundantes estructuras de tipo *slump* que afectan a los depósitos de esta unidad, hacen pensar que durante el depósito de esta unidad reinó un

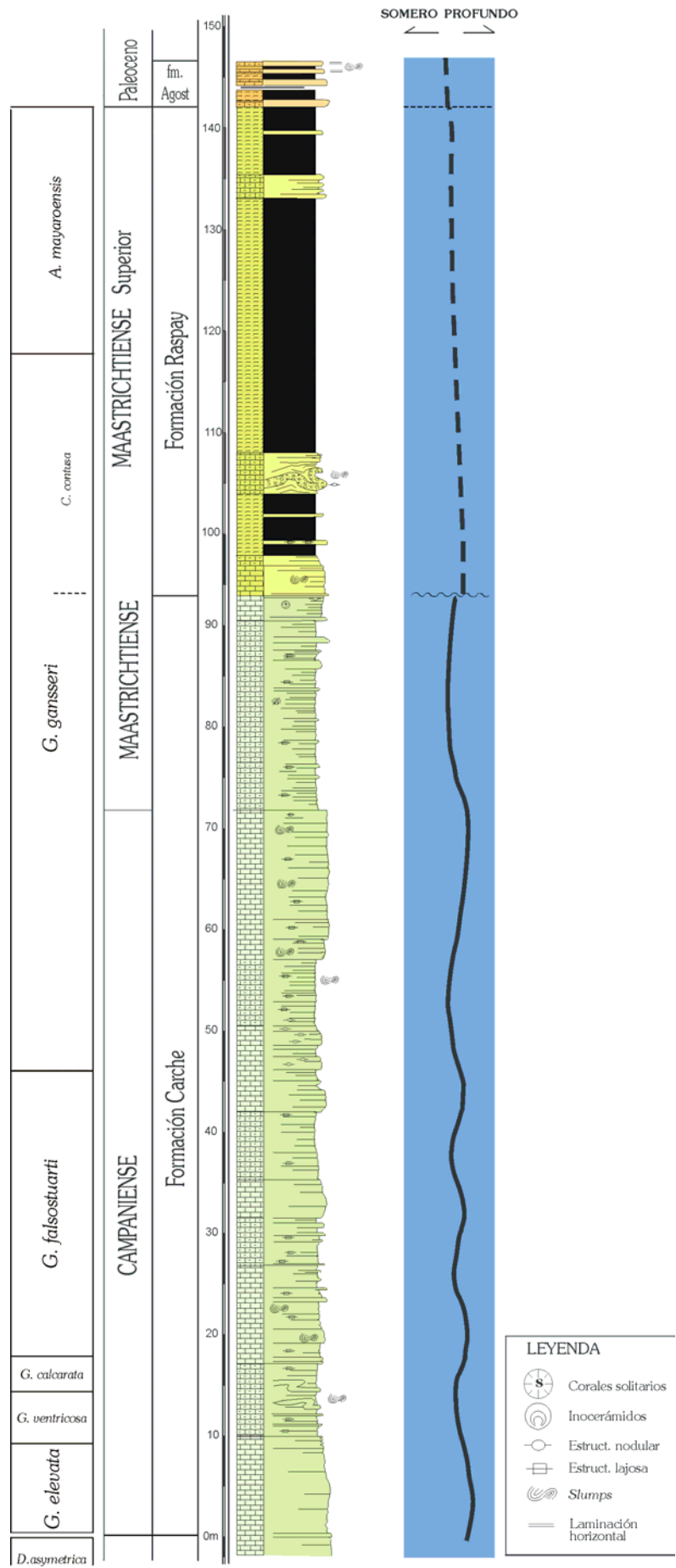


Figura 5.3.32. Evolución vertical de las unidades litoestratigráficas reconocidas en la Sierra de Aixorta.

ambiente relativamente inestable, con desarrollo de pendientes a favor de las cuales se formaron los depósitos de gravedad. Durante el depósito de esta unidad, alternaron episodios caracterizados por la llegada de mayores aportes de grano muy fino en suspensión, lo que produjo una turbidez algo mayor, con episodios de menor aporte de terrígenos. Dentro de esta unidad se han reconocido tramos más carbonáticos, que representarían los momentos de menor aporte siliciclástico, que alternan con tramos más margosos, que caracterizarían los episodios de mayor llegada de sedimentos en suspensión. Esta alternancia podría estar reflejando variaciones climáticas y/o en el nivel relativo del mar. Así, para el conjunto de la unidad, se reconocerían cinco episodios de carbonatación que podrían corresponder con variaciones en el nivel relativo del mar con frecuencias del orden de 2 – 4 millones de años (fig. 5.3.32). Por otra parte, hacia techo de la unidad se observa un aumento de los foraminíferos planctónicos pequeños y globosos frente a los ornamentados de mayor tamaño. Si tenemos en cuenta la hipótesis de Caron y Homewood (1983), basada en la comparación de los foraminíferos fósiles con los foraminíferos actuales, en cuanto a la distribución batimétrica de los foraminíferos planctónicos en función a su morfología, podríamos decir que este aumento de las formas globosas frente a las formas ornamentadas de mayor tamaño estaría indicando una somerización hacia techo de la unidad.

Hacia los últimos episodios de sedimentación de la unidad, quedó registrado un aumento en la nodulización de los depósitos y en la inestabilidad, que estaría íntimamente relacionado con el desarrollo de la discontinuidad Maastrichtiense *medio* que marca el límite superior de esta unidad.

Un evento de inestabilización durante el Maastrichtiense *medio* dio lugar al desarrollo de depósitos de tipo *debris flow* y llevó asociado un importante cambio en las condiciones de depósito. Tras este evento, dio comienzo la sedimentación de la Formación Raspay, que en relación a la unidad infrayacente recibía aportes mucho más importantes de terrígenos de grano fino en suspensión. El depósito de esta unidad se dio en un medio marino abierto hemipelágico mixto, bien oxigenado y localizado por debajo de la zona fótica, a profundidades marinas batiales similares o ligeramente superiores a las de la unidad infrayacente. Este medio marino tranquilo en el que predominaba la decantación recibía importantes cantidades de sedimento muy fino en suspensión. Durante los primeros episodios de sedimentación de esta unidad, se mantuvieron unas condiciones bastante inestables, similares a las reconocidas para la unidad infrayacente, reflejadas en abundantes estructuras de deformación de tipo *slump* y en la presencia de depósitos de gravedad. Hacia techo, las condiciones fueron estabilizándose.

La sedimentación de la formación Agost continuó en un medio de características muy similares a las que imperaron durante el depósito de la unidad infrayacente, esto es, en un medio abierto hemipelágico mixto, bien oxigenado y a profundidades batiales por debajo de la zona fótica. Este medio recibía esporádicamente depósitos turbidíticos de grano muy fino. Hacia techo fue aumentando de forma bastante marcada la inestabilidad del medio, inestabilidad que quedó reflejada en el desarrollo de abundantes estructuras de deformación de tipo *slump*.

Como resultado de un importante evento de inestabilización durante los últimos episodios del Paleoceno - primeros del Eoceno, se desarrolló un “mega-slump” con grandes bloques calizos incluidos en una matriz margosa muy deformada, que se dispuso directamente sobre los materiales hemipelágicos de la fm. Agost (ver fig. 5.3.20).

5.4. Sector de Jijona - Busot – Torremanzanas

En el sector definido por las localidades de Jijona, Busot y Torremanzanas se han analizado varias secciones que se van a describir conjuntamente dentro de este apartado. Estas secciones muestran una gran similitud de facies para el intervalo temporal estudiado y parecen tener historias evolutivas íntimamente relacionadas.

Dicho sector está incluido dentro del Prebético Interno meridional, caracterizado por una gran complejidad tectónica. Dentro de esta zona de Jijona – Busot - Torremanzanas se reconocen estructuras con tendencias N-S completamente diferentes a las observadas para el resto del Dominio Prebético, con tendencias ENE-OSO predominantes (De Ruig, 1987, 1992).

Se han estudiado en detalle cuatro secciones dentro de esta zona (ver figura 5.4.1), cuyas coordenadas Lambert son:

Columna Jijona I: base (x=876,8; y=442,6) y techo (x=876,7; y=442,7)

Columna Jijona II: base (x=876,8; y=443,4) y techo (x=876,6; y=443,3)

Columna Torremanzanas (B^{co} del Pilar):

base (x=883,0; y=449,3) y techo (x=882,6; y=449,6)

Columna Busot: base (x=882,3; y=439,1) y techo (x=882,1; y=439,3)

Las sucesiones estudiadas muestran espesores comprendidos entre los 100 m (Jijona II) y los 55 m (Jijona I) y buzamientos con valores próximos a la vertical y abarcan edades comprendidas entre el Coniaciense superior *p.p.* y el Maastrichtiense superior, aunque también han sido analizados los depósitos de edad Albiense superior a Coniaciense *p.p.* y los del Eoceno medio.

Estas secciones se han complementado con cuatro cortes parciales, que se sitúan: dos de ellas (secciones complementarias “A” y “B”) entre las secciones Jijona I y II, siguiendo la dirección N-S de la estratificación, y las otras dos (secciones complementarias “C” y “D”) entre las secciones Jijona II y Torremanzanas, en las proximidades de la sección Jijona II (ver figura 5.4.1).

Sección Jijona I (fig. 5.4.1 y 5.4.2).

Esta sección está localizada en el Barranco de la Fuente, próximo al castillo de Jijona. En esta sección los materiales estudiados abarcan depósitos de edades comprendidas entre el Coniaciense superior alto y el Campaniense medio, aunque también se han analizado los depósitos infrayacentes de edad Albiense superior a Turoniense.

Los materiales de edad Albiense superior – Cenomaniense inferior están constituidos por margas y calizas margosas de color ocre-verdoso y aspecto nodular, que están afectadas por una bioturbación moderada a intensa. Incluye una asociación fósil formada por abundantes equínidos irregulares y braquiópodos, inocerámidos y otros bivalvos, junto con calciesferas, foraminíferos bentónicos y planctónicos.

El Cenomaniense medio – superior está formado por calizas micríticas blancas a beige claro, estratificadas en bancos métricos a decimétricos. Entre su contenido fósil destacan los equínidos e inocerámidos, junto con calciesferas, foraminíferos planctónicos y foraminíferos microbentónicos de pared calcárea hialina y aporcelanada y aglutinada calcárea propios de ambientes someros.

Los materiales del Turoniense están formados por calizas micríticas de color beige claro, estratificadas en bancos de espesor decimétrico, que incluyen abundantes restos de inocerámidos y equínidos, calciesferas, foraminíferos planctónicos, ostrácodos y algunos foraminíferos microbentónicos.

La **unidad Coniaciense superior *p.p.* – Santoniense** (Coniaciense superior alto – Santoniense superior) se apoya sobre la discontinuidad desarrollada a techo de los depósitos de edad Turoniense. Muestra un espesor de 13 m (fig. 5.4.2 A y B) y un aspecto bastante rítmico. Está constituida por calizas poco margosas de color beige a salmón y de aspecto algo lajoso,

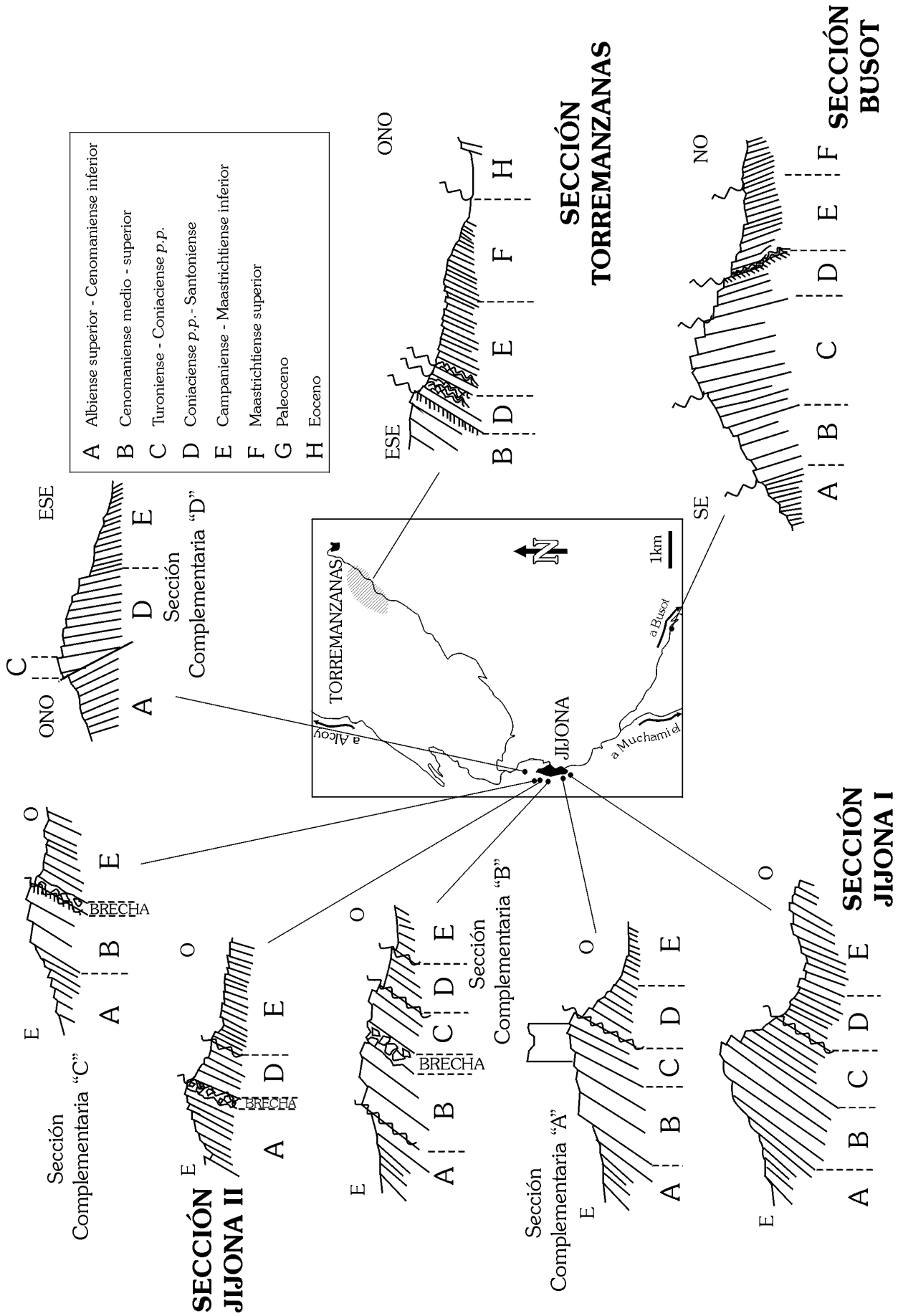


Figura 5.4.1. Distribución de las secciones estudiadas en el sector de Jijona - Busot - Torremanzanas y esquema simplificado (sin escala) de cada una de las secciones.

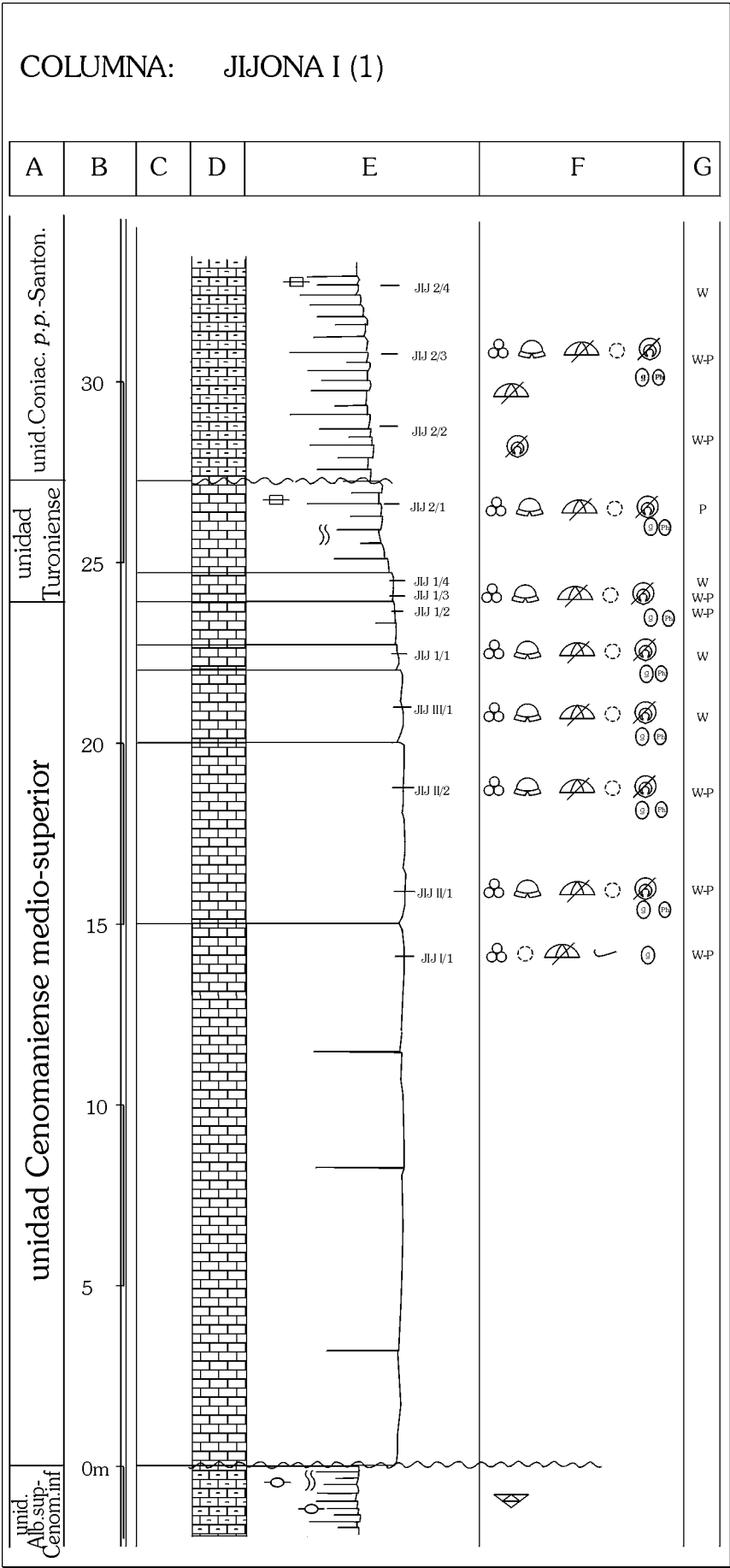


Figura 5.4.2 A. Columna estratigráfica de la sección de Jijona I (continúa).

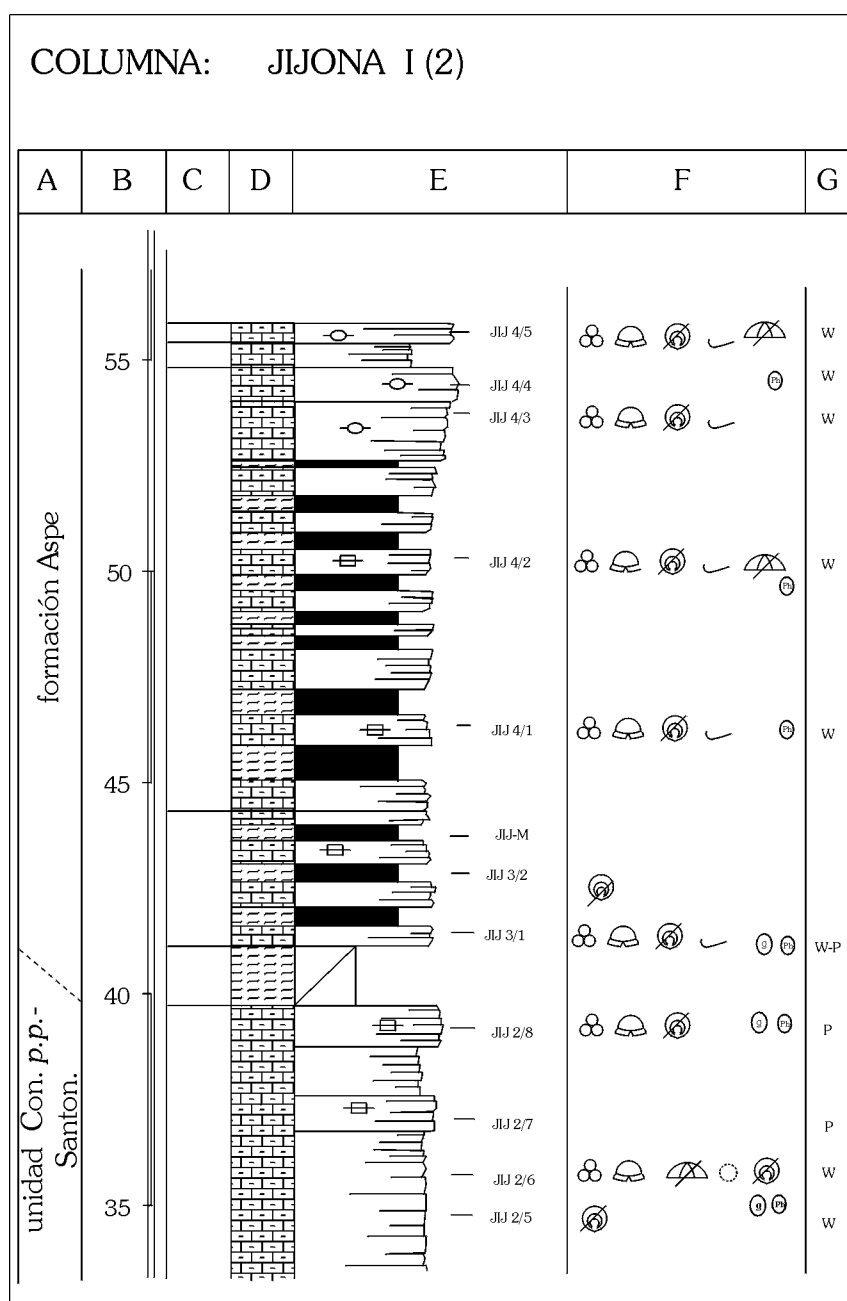


Figura 5.4.2 B. Columna estratigráfica de la sección de Jijona I (continuación y final).

estratificadas en bancos de espesor decimétrico a centimétrico. A techo, los depósitos de esta unidad dan paso de forma gradual a las calizas margosas de la unidad suprayacente.

La **formación Aspe** (Campaniense inferior – medio) está constituida por una serie de aspecto bastante rítmico, algo más rica en terrígenos que la unidad infrayacente. Está formada por alternancias de calizas margosas y calizas poco margosas de color beige – salmón y de aspecto lajoso, en bancos centimétricos, entre las que se reconocen margas a margocalizas rojas. El límite superior de esta unidad no se observa, siendo el espesor analizado de 15 m (ver fig. 5.4.2 B).

-Sección Jijona II (ver fig. 5.4.1)

Esta sección se encuentra inmediatamente al NE de Jijona y se ha levantado siguiendo la carretera que une esta localidad con Tibi (fig. 5.4.3).

La sucesión analizada (Santoniense superior - Campaniense superior) se apoya sobre materiales de edad Albiense superior – Cenomaniense inferior, quedando ambas series separadas por un paleoescarpe de falla (fig. 5.4.3). Estos depósitos infrayacentes están

constituidos por calizas margosas, de color ocre-verde y aspecto nodular, y margas verdosas. Las calizas aparecen estratificadas en bancos mal definidos de espesor decimétrico, están afectadas por una bioturbación muy intensa de gruesos tubos de tipo *Thalassinoides* e incluyen nódulos de hierro. La unidad contiene una rica asociación fósil entre la que destacan numerosos braquiópodos, equínidos irregulares, bivalvos y algas rojas, así como abundantes foraminíferos microbentónicos de paredes calcáreas hialinas y aporcelanadas, característicos de aguas someras, y algunos foraminíferos planctónicos.

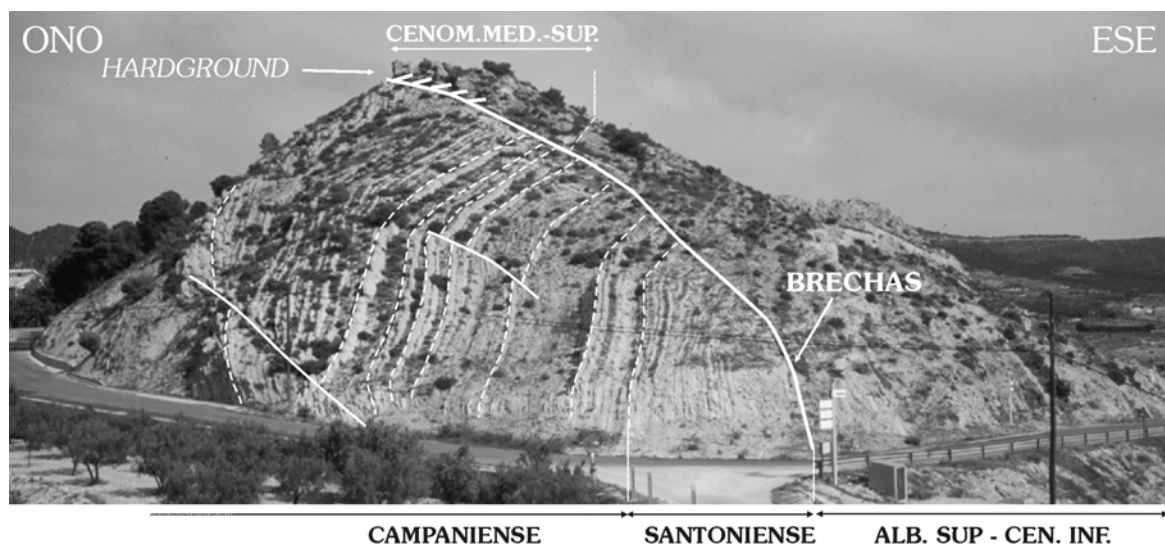


Figura 5.4.3. Vista general de la pequeña loma en la que se ha levantado la sección de Jijona II, siguiendo la carretera que bordea a elevación, y la sección complementaria “C”, cortando la serie por la zona de máxima cota. En la imagen se han resaltado algunas de las características más representativas de ambas secciones. La serie Albiense – Cenomaniense queda separada de la serie Santoniense – Campaniense mediante un paleoescarpe de falla.

La unidad **Coniaciense p.p. - Santoniense** (Santoniense superior) muestra en esta sección un espesor de 8 m (fig. 5.4.4 B) y está constituida por alternancias de calizas margosas a muy margosas, de color beige y aspecto lajoso, con margas a margocalizas también de color beige. La unidad está delimitada a base y a techo por sendas discontinuidades. Queda separada de los depósitos de edad Albiense – Cenomaniense mediante un nivel de brechas (fig. 5.4.3) de base irregular y espesor variable, comprendido entre 2 m y 45 cm, constituido por cantos calizos subangulosos a subredondeados. La discontinuidad de techo es menos patente y se reconoce por un ligero aumento en el contenido en terrígenos, pasando de las calizas margosas en bancos decimétricos de esta unidad a las calizas margosas y margocalizas muy lajosas, en bancos más finos, de la formación Aspe.

La **formación Aspe** (Campaniense medio alto – Campaniense superior) está constituida por más de 30 m de alternancias de margas gris-verdosas a rojas con calizas margosas a muy margosas beige o salmón muy lajosas y bioturbadas (ver fig. 5.4.4 B y C). La parte más alta de la unidad no llega a aflorar al estar cubierta por depósitos más recientes.

-Sección Busot (ver fig. 5.4.1)

La sección de Busot se encuentra en la carretera que une Jijona con Busot, a escasos kilómetros de esta última localidad. Se ha levantado esta sección aprovechando un corte en esta carretera que deja expuestos materiales del Albiense superior al Maastrichtiense superior.

Los depósitos de edad Albiense superior – Cenomaniense inferior están formados fundamentalmente por margas verdosas afectadas por una bioturbación moderada entre las que se intercalan niveles de espesor decimétrico de calizas margosas beige a ocre de aspecto nodular. Estos depósitos son ricos en equínidos irregulares, junto con numerosas calciesferas, ricas asociaciones de foraminíferos microbentónicos (de paredes aglutinadas calcáreas y de terrígenos y calcáreas hialinas y aporcelanadas) característicos de medios someros, algunos ostrácodos y

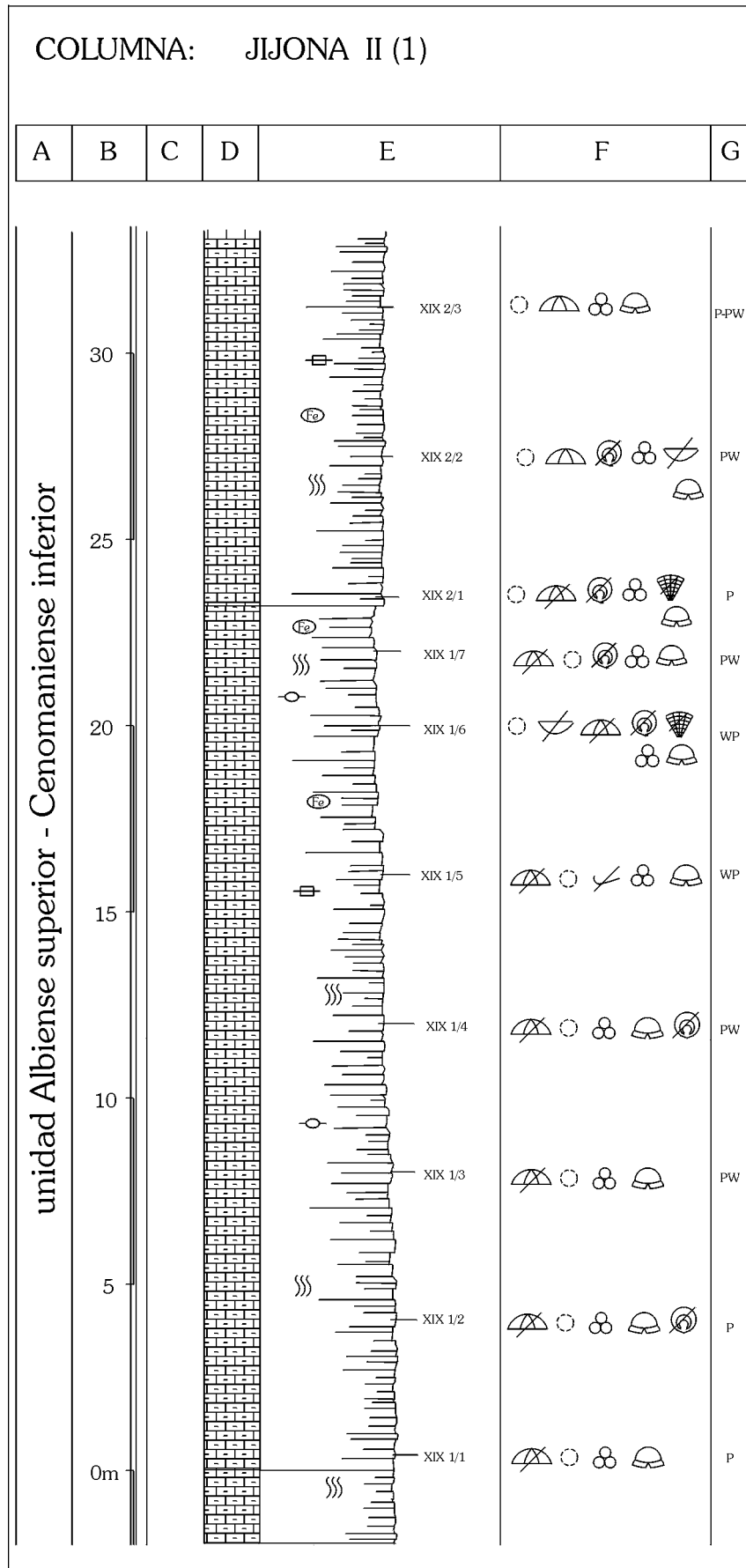


Figura 5.4.4 A. Columna estratigráfica de la sección Jijona II (continúa).

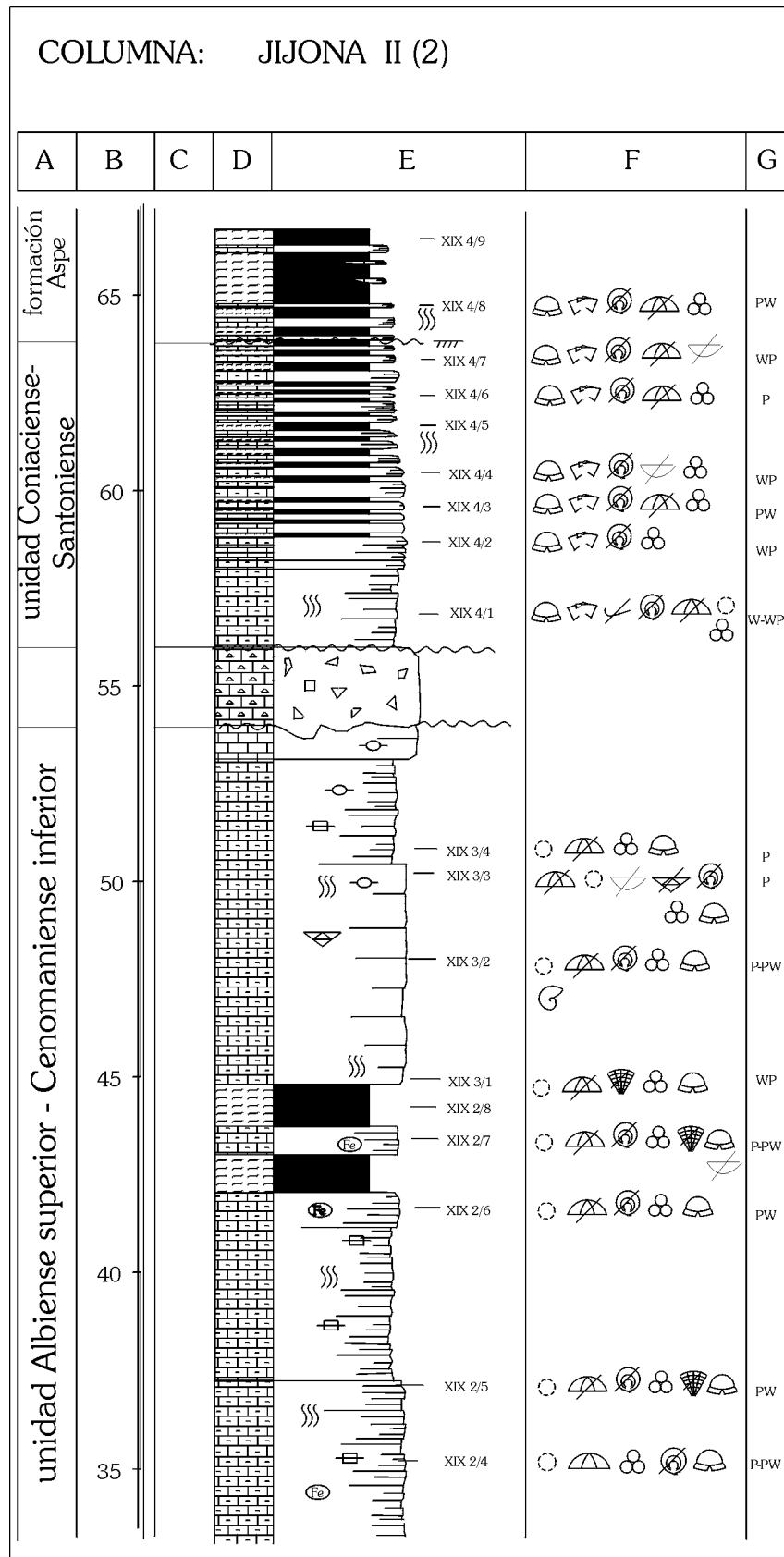


Figura 5.4.4 B. Columna estratigráfica de la sección Jijona II (continúa).

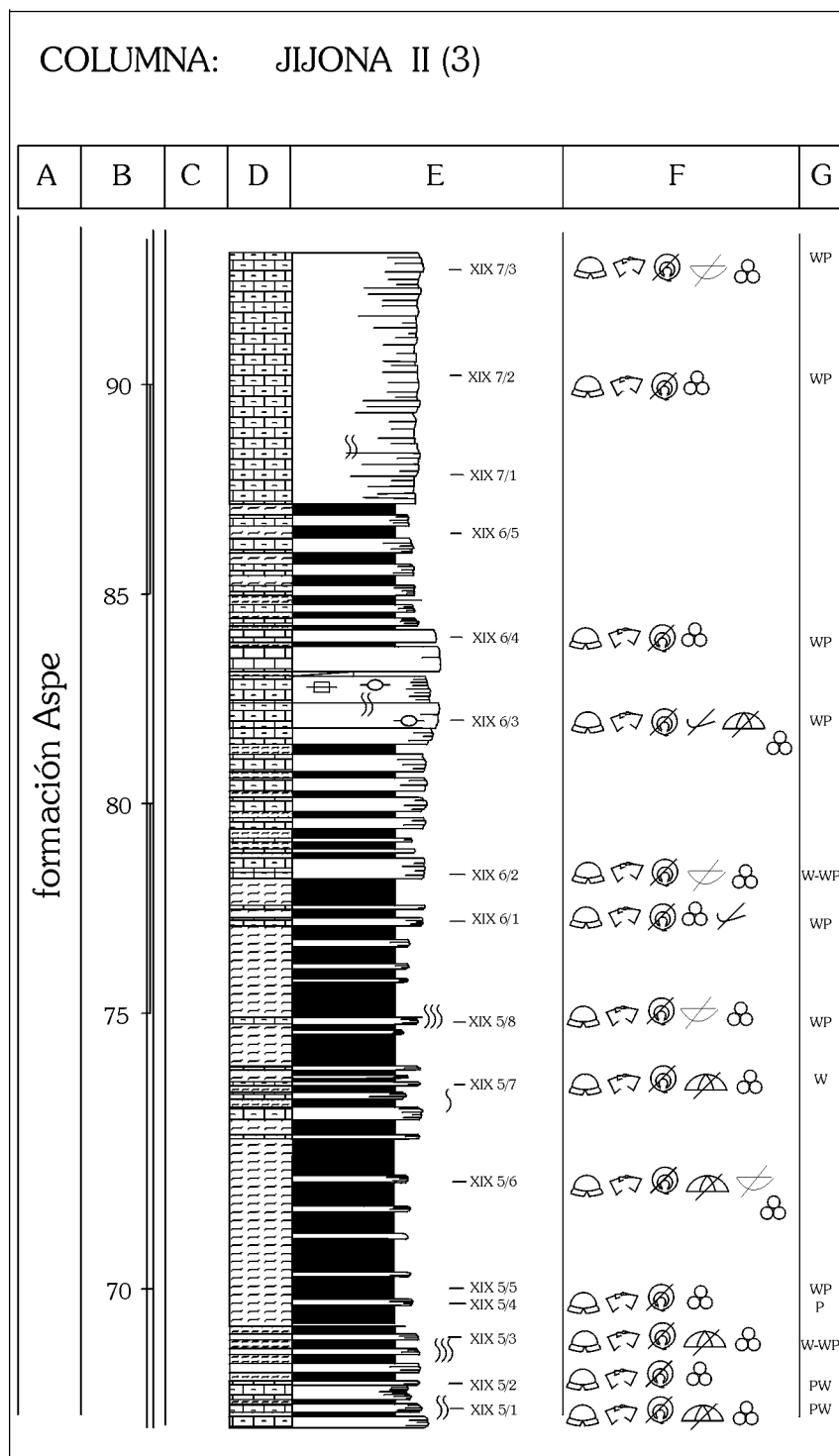


Figura 5.4.4 C. Columna estratigráfica de la sección Jijona II (continuación y final).

foraminíferos planctónicos. A techo, estos materiales están limitados por el desarrollo de una discontinuidad representada por una superficie muy bioturbada e intensamente ferruginizada.

Los materiales de edad Cenomaniense medio – superior se apoyan sobre dicha discontinuidad y están constituidos por calizas micríticas de color blanco a beige, estratificadas en bancos de espesor métrico a decimétrico y afectadas por una bioturbación moderada. Entre su asociación fósil destaca la presencia de belemnites, ammonites, bivalvos y equínidos, y una rica asociación de microfósiles formada por abundantes calciesferas, foraminíferos planctónicos y

foraminíferos microbentónicos (de pared calcárea hialina y aporcelanada y aglutinada calcárea y de terrígenos) propios de ambientes someros.

Descansando sobre los depósitos de edad Cenomaniense se encuentran materiales de edad Turoniense, formados por calizas micríticas de color beige claro, estratificadas en bancos de espesor decimétrico, que están afectados por *slumps*. Son ricos en bivalvos y equínidos, junto con abundantes calciesferas, foraminíferos planctónicos y algunos foraminíferos microbentónicos de pared hialina. Estos materiales están limitados a techo por una discontinuidad.

La **unidad Coniaciense p.p. – Santoniense** (Santoniense medio – Santoniense superior bajo) muestra en esta sección un espesor bastante reducido, entorno a los 3 m (fig. 5.4.5 A) y está constituida por calizas de color beige-salmón, en bancos de espesor decimétrico a centimétrico. La unidad está delimitada a base y techo por discontinuidades estratigráficas. Su límite inferior está marcado por una discontinuidad que separa estos depósitos de los infrayacentes, de edad Turoniense. A techo, los depósitos santonienses están limitados por el desarrollo de un *hardground* constituido por una superficie bastante irregular, bioturbada y muy rica en glauconita y fosfatos, tapizada con laminaciones estromatolíticas.

La **formación Aspe** (Campaniense superior bajo – Maastrichtiense inferior) está representada en esta sección por una sucesión de 32 m de espesor que muestra abundantes evidencias de deformación sinsedimentaria (fig. 5.4.5 A y B). Está constituida por alternancias decimétricas de calizas y calizas margosas de tonos beige a salmón y margas gris-verde a rojizas. La unidad muestra a base y techo sendas discontinuidades estratigráficas que la separan de la unidad infra y suprayacente. Se apoya sobre el *hardground* desarrollado a techo de la unidad Coniaciense p.p. – Santoniense y su parte superior, fuertemente deformada con grandes *slumps*, queda cubierta por los depósitos margosos de la Formación Raspay suprayacente.

La **Formación Raspay** (Maastrichtiense superior medio – alto) muestra un espesor mínimo de 7 m (fig. 5.4.5 B) y está constituida por margas de tonos gris – verdosos en su base y rojos en el resto. Su límite superior no se ha podido observar ya que la parte más alta de la unidad está cubierta por depósitos plio-cuaternarios.

Sección Torremanzanas

La sección de Torremanzanas se ha realizado en las cercanías de la localidad de Torremanzanas (ver fig. 5.4.1).

La sucesión analizada se apoya sobre materiales de edad Cenomaniense superior. Éstos están constituidos por calizas micríticas blancas en bancos de espesor métrico a decimétrico, de aspecto algo nodular hacia techo. Incluyen una asociación fósil rica, entre la que destaca la presencia de restos de equínidos y bivalvos, numerosas calciesferas, foraminíferos planctónicos, ostrácodos y foraminíferos microbentónicos de pared calcárea hialina y aporcelanada y aglutinada, típicos de ambientes marinos someros. A techo de estos depósitos se reconoce el desarrollo de un *hardground* representado por una superficie bastante irregular, muy ferruginizada e intensamente bioturbada.

En esta sección de Torremanzanas, sólo está representada la parte superior de la **formación Aspe** (Maastrichtiense inferior), que está constituida por una serie de naturaleza carbonatada de 7 m de espesor (fig. 5.4.6 A) formada por calizas calcareníticas de color salmón y aspecto nodular, estratificadas en bancos centimétricos mal definidos, entre las que se diferencian finos tramos algo más margosos. Esta unidad se apoya sobre la discontinuidad desarrollada a techo de los depósitos del Cenomaniense superior. El límite con la unidad suprayacente es mucho menos evidente en campo. Está marcado por un ligero aumento en el contenido en terrígenos y por un cambio en la coloración, pasando de las calizas poco margosas salmón – rojizas de esta unidad a las calizas margosas beige - blancas de la unidad suprayacente.

La **Formación Raspay** (Maastrichtiense superior no terminal) muestra un espesor de 6,5 m de espesor (fig. 5.4.6 B) y está formada por calizas margosas de color blanco a beige de aspecto nodular, estratificadas en bancos centimétricos, que hacia techo aumentan su contenido en arcillas, de modo que la parte superior está formada por margas rojas con finas pasadas más carbonáticas. Su límite superior está marcado por una discontinuidad que pone en contacto estos

COLUMNA: BUSOT (1)

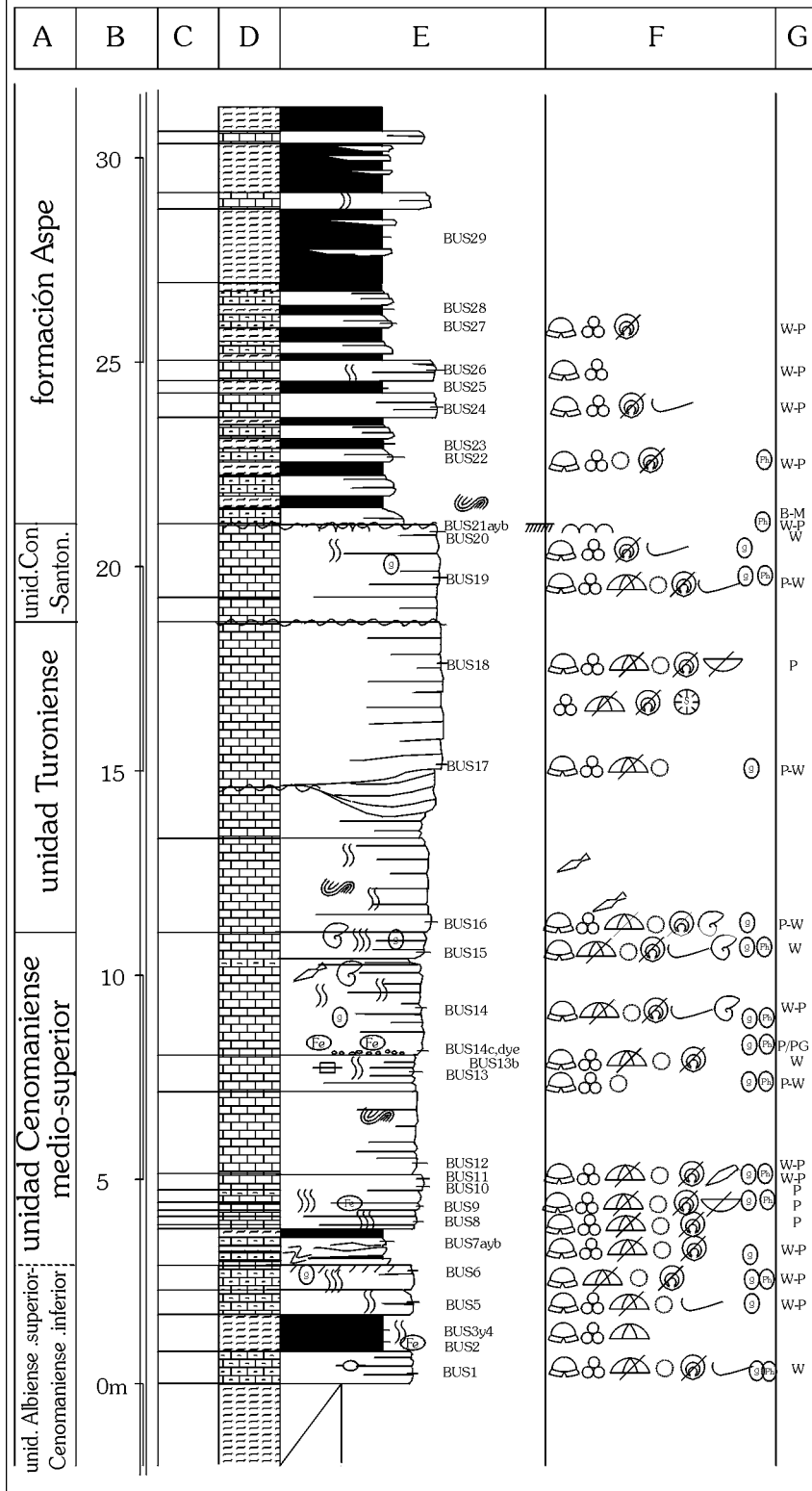


Figura 5.4.5 A. Columna estratigráfica de la sección de Busot (continúa).

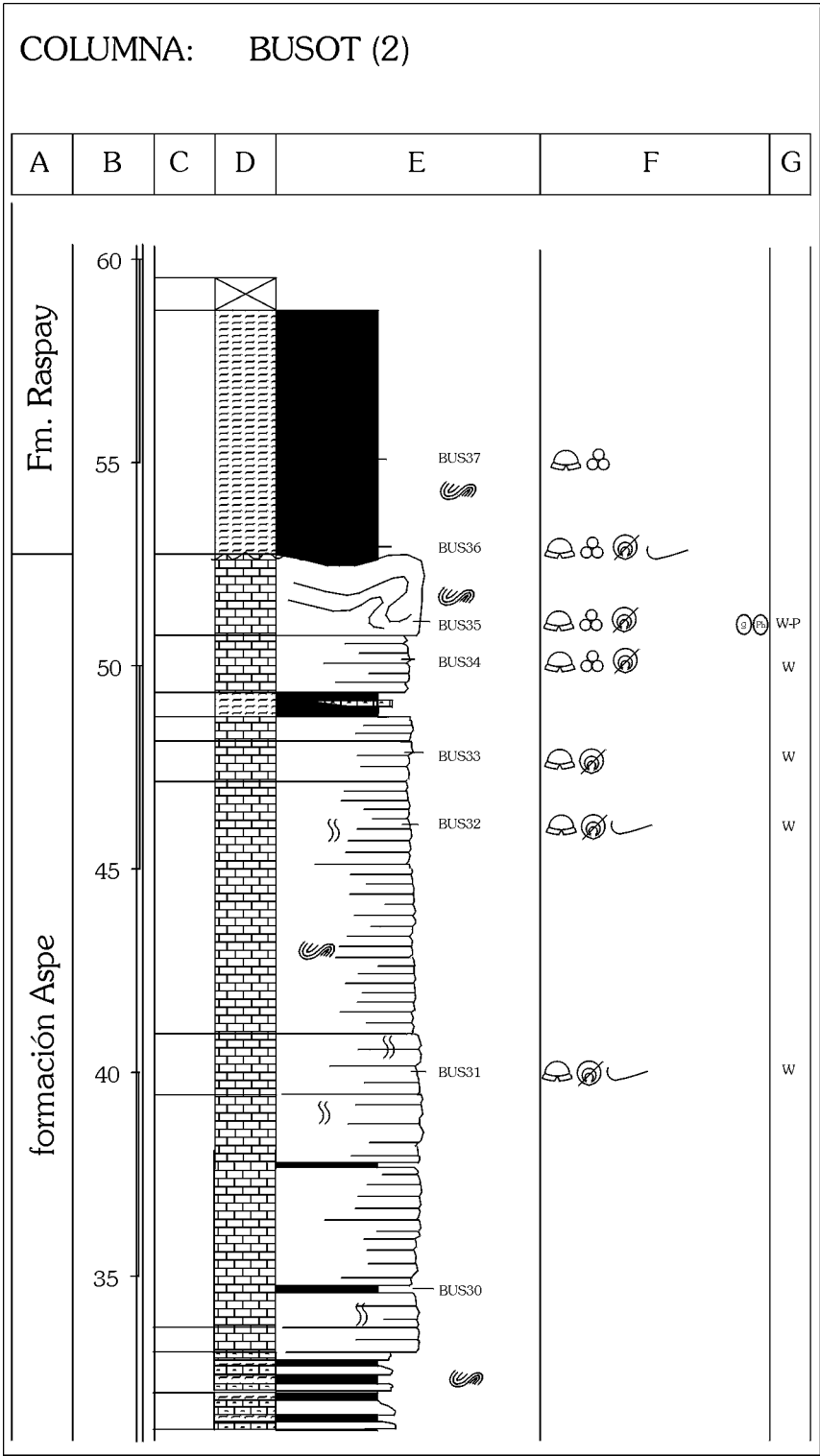


Figura 5.4.5 B. Columna estratigráfica de la sección de Busot (continuación y final).

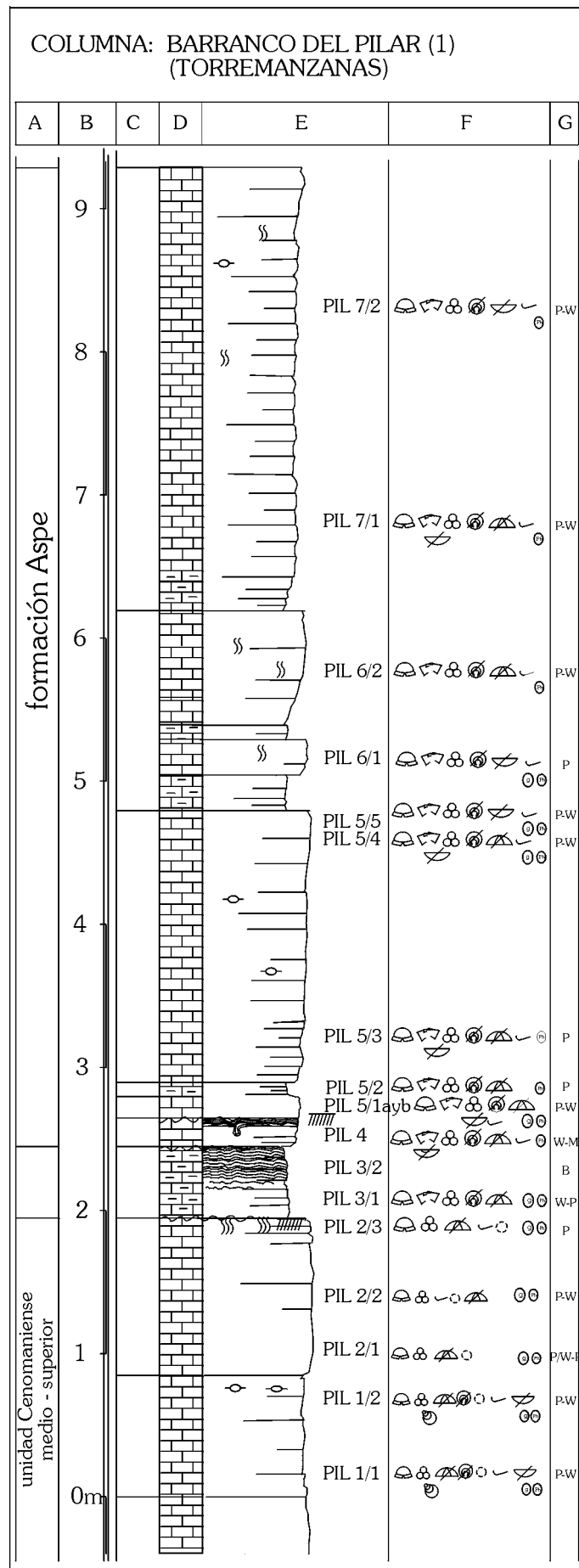


Figura 5.4.6 A. Columna estratigráfica de la sección de Torremanzanas (continúa).

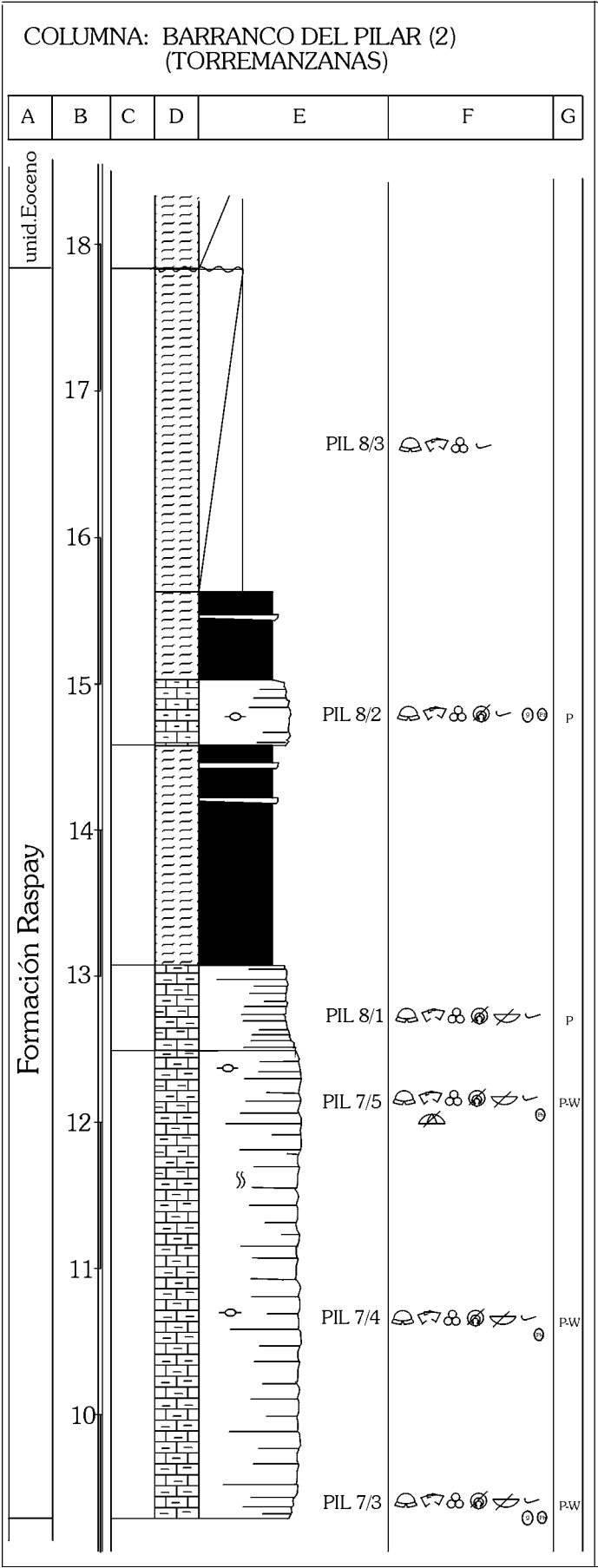


Figura 5.4.6 B. Columna estratigráfica de la sección de Torremanzanas (continúa).

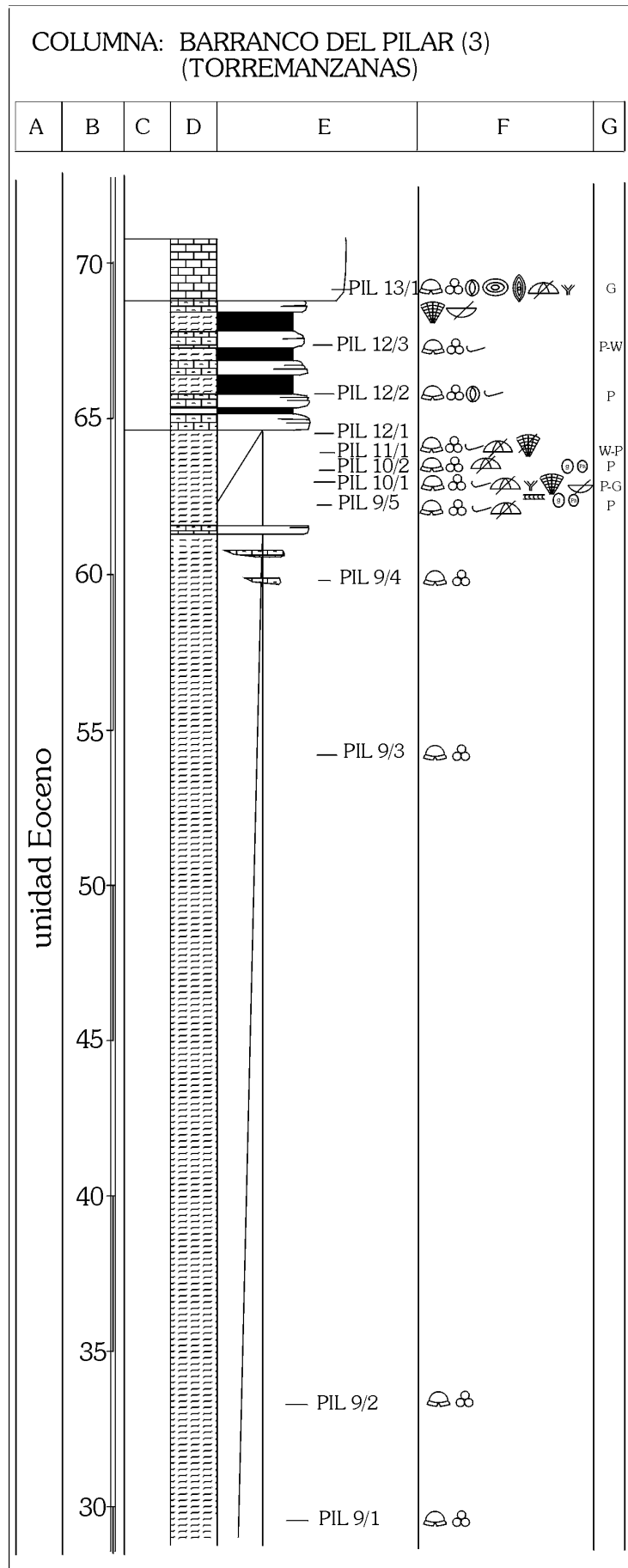


Figura 5.4.6 C. Columna estratigráfica de la sección de Torremanzanas (continuación y final). Adviértase el cambio de escala respecto a las figuras 5.4.6 A y B.

depósitos de margas rojas del Maastrichtiense superior con las margas beige del Eoceno medio-bajo.

El techo de la sección está formado por estos depósitos de edad Eoceno. Están constituidos por margas beige, muy ricas en foraminíferos planctónicos y microbentónicos de aguas profundas, que hacia la parte superior, mediante un tramo de transición formado por alternancias de estas margas con niveles de calizas margosas beige con abundantes foraminíferos macrobentónicos (nummulítidos y miliólidos) de aguas someras, dan paso a calizas beige, estratificadas en bancos métricos, con abundantes nummulítidos de gran tamaño.

5.4.1. Sedimentología

Unidad Coniaciense superior p.p. - Santoniense

La unidad Coniaciense superior *p.p.* – Santoniense, de aspecto tableado, está constituida por calizas margosas de color beige a salmón, entre las que suelen intercalarse finos niveles de margas y margocalizas beige-gris. Se han observado dos facies diferentes, agrupadas en una única asociación que caracteriza un ambiente marino abierto hemipelágico carbonático (ver fig. 5.4.7):

A	B	C	D	E	F
unidad Coniacense p.p.- Santonense	Medio marino abierto hemipelágico carbonático	A.1	* * * Biomicritas <i>wackestone-packstone</i> ↓ ⊕ ⊗ ↑	<2%	 ↑P/B
		A.2	* Margas a margocalizas beige-gris		 ↑P/B

Figura 5.4.7. Características de las facies hemipelágicas reconocidas en la unidad Coniaciense *p.p.*-Santonienne en el sector de Jijona - Busot – Torremanzanas. A) Unidad. B) Medio de sedimentación. C) Siglas asignadas a las facies. D) Denominación de la facies y su abundancia relativa (un asterisco supone una baja abundancia, dos, moderada y tres, alta). E) Contenido en granos de cuarzo y F) Contenido fósil y, en el extremo derecho, el grado de bioturbación (un símbolo indica una bioturbación ligera, dos, moderada y tres, intensa).

Asociación de facies de ambientes hemipelágicos carbonáticos

Dentro de esta asociación se incluyen dos facies, una correspondiente a los niveles más carbonáticos, la facies A.1, y otra correspondiente a los tramos más margosos, la facies A.2.

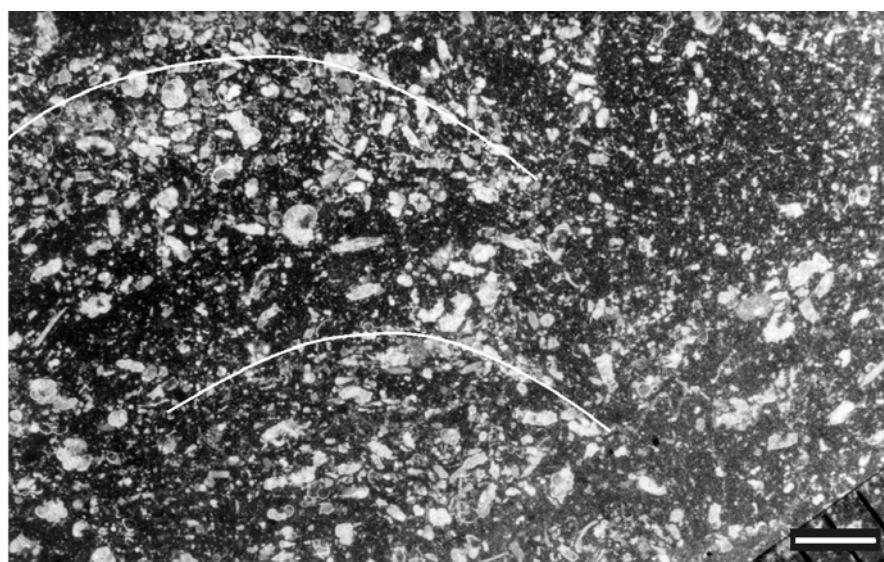


Figura 5.4.8. Ejemplo de la facies A.1. de biomicritas afectadas por bioturbación de tipo *Zoophycos* (señalada con la líneas blancas) al microscopio petrográfico. Escala gráfica: 1mm.

La facies A.1 está constituida por calizas margosas de color beige a salmón, estratificadas en bancos decimétricos a centimétricos, de aspecto algo lajoso. La única estructura sedimentaria reconocida en esta facies consiste en una bioturbación moderada de tipo *Zoophycos*. Se trata de

biomicritas *wackestone* a *packstone*, de tamaño de grano fino (fig. 5.4.8), que incluyen bajas proporciones (inferiores siempre al 2%) de granos de cuarzo angulosos a subangulosos, de tamaño arena fina a muy fina. Es frecuente que estos granos de terrígenos estén ligeramente corroídos en su periferia por los carbonatos.

Su contenido fósil está integrado por restos de equínidos y de bivalvos, junto con abundantes foraminíferos planctónicos (fundamentalmente carenados), ostrácodos, algunas calciesferas y escasos foraminíferos microbentónicos de paredes hialinas y aglutinadas calcáreas. La relación P/B es alta (superior al 75%). El grado de conservación del contenido fósil es de bueno a medio, aunque es frecuente que los bivalvos y ostrácodos estén desarticulados y algo fragmentados y son frecuentes los equínidos fragmentados. La facies incluye abundantes cantitos de composición fosfática y, ocasionalmente, pequeños cantos subredondeados de glauconita.

La facies A.2 está formada por margas de color beige a gris, con un contenido variable en carbonato, aunque siempre relativamente alto, que aparecen intercaladas en bancos de espesor centimétrico a decimétrico entre las calizas margosas de la facies A.1. Están afectadas por un bioturbación moderada de finos tubos con diferentes orientaciones.

Su contenido fósil incluye una rica asociación de microfósiles entre los que destacan abundantes foraminíferos planctónicos (básicamente carenados, aunque también globosos sin ornamentación), algunos ostrácodos y escasos foraminíferos microbentónicos. La relación entre los foraminíferos planctónicos y bentónicos (P/B) es alta (superior al 75%). El estado de conservación de esta asociación fósil es bueno a muy bueno y sólo se han observado ocasionalmente evidencias de desarticulación en los ostrácodos.

Interpretación ambiental

Dentro de esta asociación de facies, correspondiente a ambientes hemipelágicos carbonáticos, la facies A.1, de calizas con contenidos variables, pero relativamente bajos, en terrígenos de grano muy fino, indicaría episodios caracterizados por aguas relativamente limpias, mientras que la facies A.2, de margas y margocalizas, representaría episodios de mayor turbidez de las aguas. El contenido fósil que caracteriza esta asociación de facies indica que la sedimentación de esta unidad tuvo lugar en un medio marino abierto, bajo condiciones marinas normales poco agitadas. Los equínidos son organismos estenotópicos, que necesitan condiciones normales de oxigenación y salinidad para su desarrollo. Por otra parte, el hecho de que estos materiales estén bioturbados junto con la presencia de fauna bentónica habitando estos fondos, permitiría corroborar que se trataba de un medio bien oxigenado. Entre el contenido fósil de la unidad destaca la ausencia de organismos fotosintéticos o con simbiontes fotosintéticos, lo que apuntaría a que este medio se encontraba por debajo de la zona fótica, indicando profundidades superiores a los 150 m, de acuerdo con la estimaciones de Sturrock (1996).

El hecho de que la asociación muestre glauconita y fosfatos, minerales autigénicos formados durante la diagénesis temprana, indicaría que la velocidad de sedimentación de estos depósitos era relativamente baja, en un medio marino oxidante con presencia de materia orgánica (Odin y Letolle, 1980; Allaby y Allaby, 1990).

Las texturas *packstone* reconocidas en la facies A.1 aparecen siempre asociadas a las bioturbaciones de tipo *Zoophycos*, y suelen limitarse a las bandas retrabajadas por el organismo productor, donde se acumulan los bioclastos y los terrígenos.

Las variaciones reconocidas en el contenido en terrígenos entre ambas facies estarían registrando episodios caracterizados por un mayor o menor aporte de terrígenos de grano fino a muy fino al medio, que podrían estar reflejando variaciones de tipo climático y/o del nivel relativo del mar.

Variaciones de la unidad dentro del sector Jijona-Busot-Torremanzanas

En general, la sedimentación en el sector de Jijona - Busot – Torremanzanas durante este intervalo temporal fue bastante reducida.

En la sección de Jijona I es donde la unidad está más completa dentro de este sector, mostrando el mayor espesor (13 m) y el mayor intervalo temporal representado (Coniaciense superior alto – Santiense superior). Respecto al resto de las secciones del sector, en esta

sección los materiales de esta unidad, muestran un bajo contenido en terrígenos de grano fino y no incluyen intercalaciones margosas. Hacia techo, se ha observado que estas calizas aumentan ligeramente su contenido en terrígenos. De las facies descritas para el conjunto de la unidad en el sector (fig. 5.4.7), sólo se ha reconocido la facies A.1, que muestra ligeras oscilaciones en su proporción de siliciclásticos a lo largo de la unidad.

En la sección de Jijona II esta unidad muestra un espesor de 8m y sólo está representada su parte superior (Santoniense superior). En relación al resto de las secciones estudiadas en este sector, la sección de Jijona II es la que muestra un mayor contenido en terrígenos de grano fino, con calizas bastante margosas en todo su espesor y con intercalaciones de margas que se van haciendo más importantes hacia techo. Estas intercalaciones margosas sólo se han observado en esta sección. Hacia techo se ha observado un aumento del contenido en terrígenos, resultado de un incremento progresivo en los aportes de terrígenos que recibía este medio marino tranquilo y abierto. La sección de Jijona II es la única sección en la que se han reconocido las dos facies descritas para esta unidad (ver fig. 5.4.7).

En la sección de Busot la unidad muestra un espesor menor, de 3 m, y sólo está representada la parte media-alta de la unidad (Santoniense medio a Santoniense superior bajo). En esta sección la unidad muestra los menores contenidos en terrígenos observados en el sector. Así, la unidad está formada por calizas bien estratificadas en bancos decimétricos, sin intercalaciones margosas. En la sección de Busot sólo se ha reconocido la facies A.1 de biomicritas pobres en terrígenos de las dos facies descritas para la unidad en todo el sector (ver fig. 5.4.7).

En la sección de Torremanzanas esta unidad no aparece, encontrándose en su lugar el desarrollo de una discontinuidad.

Formación Aspe

Unidad de aspecto marcadamente rítmico (fig. 5.4.9), producido por la alternancia decimétrica a centimétrica de calizas margosas de color beige a salmón y margas a margocalizas gris-verdosas a rojizas. Hacia techo, los tramos más margosos van disminuyendo su espesor, frente a los tramos más carbonáticos. La unidad alcanza un espesor medio en el sector de 22 m. Se distingue de la unidad infrayacente por su mayor contenido en terrígenos y por su aspecto finamente estratificado.



Figura 5.4.9. Aspecto marcadamente rítmico de la formación Aspe en la sección levantada en la antigua carretera de Jijona (sección complementaria “D”).

Se ha diferenciado una sola asociación de facies para esta unidad en el sector de Jijona - Busot-Torremanzanas. Esta asociación, característica de medios marinos abiertos hemipelágicos, agrupa dos facies que van alternando en la vertical (fig. 5.4.10):

A	B	C	D	E	F
formación Aspe	Medio marino abierto hemipelágico carbonático-mixto	B.1	* * * Calizas y calizas margosas <i>wackestone</i> a <i>packstone</i> ⊞ ↓ ⊕ ⊗	< 2%	⊞ ⊞ ⊞ ⊞ ⊞ ⊞ ⊞ ⊞ ⊞ ⊞ ↑P/B }-}}
		B.2	* * Margas a margocalizas gris-verdosas a rojas		⊞ ⊞ ⊞ ⊞ ↑P/B }-}}

Figura 5.4.10. Características de las facies observadas en la formación Aspe en el sector de Jijona - Busot - Torremanzanas. Ver fig. 5.4.7 para leyenda.

Asociación de facies de ambientes hemipelágicos carbonáticos a mixtos

La facies B.1 es la más abundante. Está formada por calizas y calizas margosas de color beige a salmón, estratificadas en bancos de espesor centimétrico, de aspecto lajoso. En estos materiales se reconocen a menudo estructuras bandeadas que no siguen la estratificación, con finas bandas más y menos ricas en bioclastos, que corresponderían a la estructura biogénica *Zoophycos*. Se trata de biomicritas a calcarenitas de tamaño de grano fino, con texturas *wackestone* a *packstone* (fig. 5.4.11), que incluyen proporciones siempre inferiores al 2% en granos de cuarzo angulosos a subangulosos, de tamaño arena fina, algo corroídos en sus bordes.

El contenido fósil de esta facies está constituido por restos de inoceramidos y de equínidos (muy abundantes en la parte inferior a media de la unidad y escasos en la parte superior), acompañados de numerosos foraminíferos planctónicos (fundamentalmente carenados), ostrácodos, escasas calciesferas y foraminíferos microbentónicos de pared calcárea hialina y aglutinada calcárea y de terrígenos, característicos de medios marinos relativamente profundos. La relación P/B es alta (superior al 80%). La conservación de los restos fósiles es buena, a pesar de que existe algo de fragmentación y desarticulación, básicamente entre los macrofósiles. Algunos bioclastos muestran ocasionalmente rellenos de óxidos de hierro y de glauconita autigénica.

Englobados en esta facies suelen observarse pequeños cantos de naturaleza fosfática y, en menor proporción, cantitos redondeados de glauconita.

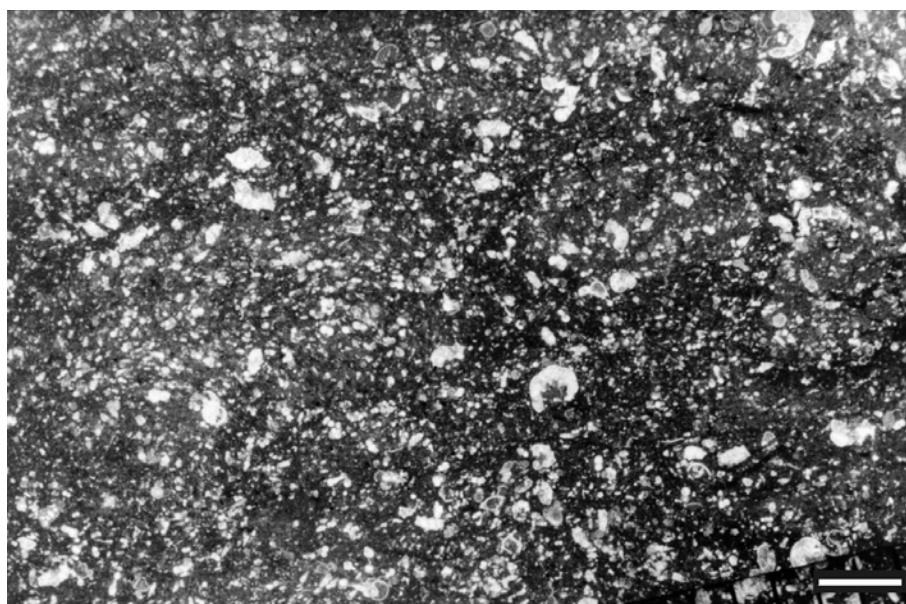


Figura 5.4.11. Ejemplo de la facies B.1 de biomicritas muy ricas en foraminíferos planctónicos. Escala gráfica: 1mm.

La facies B.2 está constituida por margas de tonos grises – verdes a rojizos, que muestran proporciones variables de carbonato, y que aparecen intercalados entre los materiales de la

facies B.1 en tramos de espesor decimétrico a métrico. Muestran una bioturbación ligera a moderada en todo su espesor.

La facies muestra un contenido fósil rico en foraminíferos planctónicos, con algunos ostrácodos y escasos foraminíferos microbentónicos. La relación P/B es elevada (superior al 80%). Su contenido fósil muestra un estado de conservación variable: mientras que en las margas de tonos gris - verde, el grado de conservación es bueno, con algunas evidencias de desarticulación en los ostrácodos, en las margas rojas los restos fósiles muestran una conservación más pobre, con restos bastante recristalizados.

Interpretación ambiental

Esta unidad se depositó en un medio marino hemipelágico carbonático a mixto, no perturbado por el oleaje ni por otras corrientes, bien oxigenado y situado por debajo de la zona fótica, en el que predominaba la decantación. La sedimentación de esta unidad tuvo lugar bajo unas condiciones muy similares a las que reinaron durante el depósito de la unidad infrayacente, aunque el aporte de terrígenos de grano fino que llegaba a este medio era superior.

Al igual que en la unidad Coniaciense – Santiense infrayacente, las variaciones reconocidas en el contenido en terrígenos a lo largo de la unidad, serían el reflejo de diferentes episodios caracterizados por un mayor o menor aporte de sedimentos de grano muy fino, que podrían ser resultado de variaciones climáticas y/o de oscilaciones en el nivel relativo del mar durante el depósito de la unidad (Van der Zwan, 2002).

El carácter rítmico tan marcado que presenta la unidad, con alternancias de espesor decimétrico a centimétrico de niveles margosos y niveles carbonatados, podría tener un origen climático, en relación con los ciclos orbitales de Milankovitch.

Variaciones de la unidad dentro del sector de Jijona - Busot - Torremanzanas

En la sección de Jijona I está representada sólo la parte inferior y media de la unidad (Campaniense inferior a medio) y muestra un espesor mínimo de 15 m. La unidad muestra aquí un aspecto bastante rítmico, originado por la alternancia de niveles de calizas margosas (facies B.1) y de margas y margocalizas (facies B.2). Dentro del tramo analizado de la unidad se ha observado un ligero aumento hacia techo en el espesor y número de los niveles constituidos por la facies B.1 frente a los de la facies B.2. Respecto al resto de las secciones analizadas en el sector, la unidad muestra aquí un contenido medio en siliciclásticos de grano fino a muy fino, que se concentra principalmente en la parte inferior.

En Jijona II queda registrada la parte media de la unidad y parte de la superior (Campaniense medio-alto a Campaniense superior) y ofrece un espesor de más de 30 m. La parte inferior de la unidad no está presente por el desarrollo de una discontinuidad entre esta unidad y la infrayacente. En esta sección la unidad muestra el carácter más margoso de todas las secciones analizadas en el sector. En Jijona II los primeros metros que afloran de la unidad son muy ricos en arcillas, con finas intercalaciones más carbonáticas, que progresivamente hacia techo van aumentando su contenido en carbonato, de modo que la parte más alta está formada por calizas margosas finamente estratificadas. Por otra parte, los depósitos de esta unidad en esta sección están afectados por fallas sinsedimentarias normales e inversas. En la parte que aflora de esta unidad están representadas las dos facies descritas para la unidad en el sector de Jijona – Busot (ver fig. 5.4.10). En la primera mitad domina la facies margosa B.2, con finas intercalaciones de B.1, mientras que en la parte superior de la unidad pasa a ser dominante la facies B.1. El depósito de esta unidad tuvo lugar en un medio marino abierto, que recibía, en relación a lo observado en las otras secciones, una mayor cantidad de terrígenos de grano muy fino.

En Busot sólo está representada la parte media-alta y la parte superior de la unidad (Campaniense superior-bajo a Maastrichtiense inferior) y es donde la unidad muestra su mayor espesor (32 m). La parte inferior de la unidad, al igual que en la sección de Jijona II, no está registrada, desarrollándose en su lugar una discontinuidad. Del mismo modo que en las secciones anteriores, se reconoce una parte inferior más margosa, con alternancias de calizas margosas y niveles más margosos, que va aumentando su contenido en carbonato hacia techo y

una parte superior de naturaleza carbonática, formada por calizas poco margosas. En esta sección, la unidad muestra numerosas estructuras de deformación sinsedimentaria de tipo *slump*, que alcanzan grandes dimensiones en la parte superior de la unidad. Se han reconocido en esta sección las dos facies descritas en esta unidad para el conjunto del sector de Jijona - Busot - Torremanzanas (ver fig 5.4.10). La facies más abundante aquí es la facies B.1., aunque en su primera mitad alterna con la facies B.2. Estos materiales se depositaron en un medio marino abierto y relativamente inestable, que recibía inicialmente altos aportes de terrígenos de grano fino a muy fino. Estos aportes cada vez eran menos importantes hacia techo, de modo que en sus últimos episodios estos aportes fueron muy bajos o nulos.

En Torremanzanas la unidad muestra los espesores más bajos (7 m) y sólo está representada la parte más alta de la unidad (Maastrichtiense inferior), que muestra los mayores contenidos en carbonato. Esto se debe, principalmente, al progresivo aumento en el contenido en carbonato reconocido en las otras secciones hacia techo de la unidad. Aquí la unidad está formada fundamentalmente por calizas poco margosas, con finas intercalaciones ligeramente más ricas en arcillas. En la parte representada de esta unidad en Torremanzanas se ha reconocido sólo una de las dos facies descritas para esta unidad en todo el sector (fig.5.4.10), la facies B.1. Esta facies muestra un predominio de texturas *packstone*, que se podría explicar como resultado de un cierto retoque por corrientes que lavaron la micrita. Los depósitos de esta unidad en Torremanzanas se formaron bajo unas condiciones de baja velocidad de sedimentación.

Formación Raspay

Unidad más rica en terrígenos que la infrayacente, que no llega a aflorar completa en ningún punto y que presenta un espesor medio estimado en el sector de 8 m. La unidad está formada en sus primeros metros por calizas margosas de color beige a salmón, que hacia techo van aumentando su contenido en terrígenos, de modo que la parte superior de la unidad está formada por margas muy arcillosas de color gris-verde a rojo.

En la parte aflorante de esta unidad en el sector de Jijona-Busot-Torremanzanas se ha observado una única asociación de facies, característica de ambientes marinos hemipelágicos mixtos, que incluye dos facies (fig. 5.4.12):




A	B	C	D	E	F
Formación Raspay	Medio marino abierto hemipelágico mixto	C.1	* * Calizas margosas <i>wackestone</i> a <i>packstone</i> 	< 2%	 $\uparrow P/B$ }-}}
		C.2	* * * Margas a margocalizas gris - verdosas a rojas		 $\uparrow P/B$ }-}}

Figura 5.4.12. Características de las facies de la Formación Raspay en el sector de Jijona - Busot - Torremanzanas. Ver fig. 5.4.7 para leyenda.

Asociación de facies de ambientes hemipelágicos mixtos

La facies C.1 está representada por calizas margosas de color beige a salmón, estratificadas en bancos de espesor centimétrico mal definidos y de aspecto nodular. La bioturbación que afecta a estas calizas es de intensidad ligera a moderada y está formada por finos tubos (*burrows*) de sección circular. Son biomicritas de grano fino y texturas *wackestone* a *packstone* dominantes (fig. 5.4.13), que presentan proporciones inferiores siempre al 2% de granos de cuarzo subangulosos de tamaño arena muy fina.

Entre el contenido fósil de esta facies destaca la presencia de equínidos y bivalvos, además de una rica asociación de microfósiles formada por abundantes foraminíferos planctónicos (especialmente globotruncánidos), ostrácodos y algunos foraminíferos microbentónicos de pequeños tamaño y paredes calcáreas hialinas y aglutinadas calcáreas y de terrígenos. La relación P/B es alta (superior al 80%). Su contenido fósil está bien conservado, si bien los equínidos están fragmentados y los bivalvos desarticulados, fragmentados y bastante alterados.

Esta facies incluye ocasionalmente pequeños cantos subredondeados de glauconita y de naturaleza fosfática.

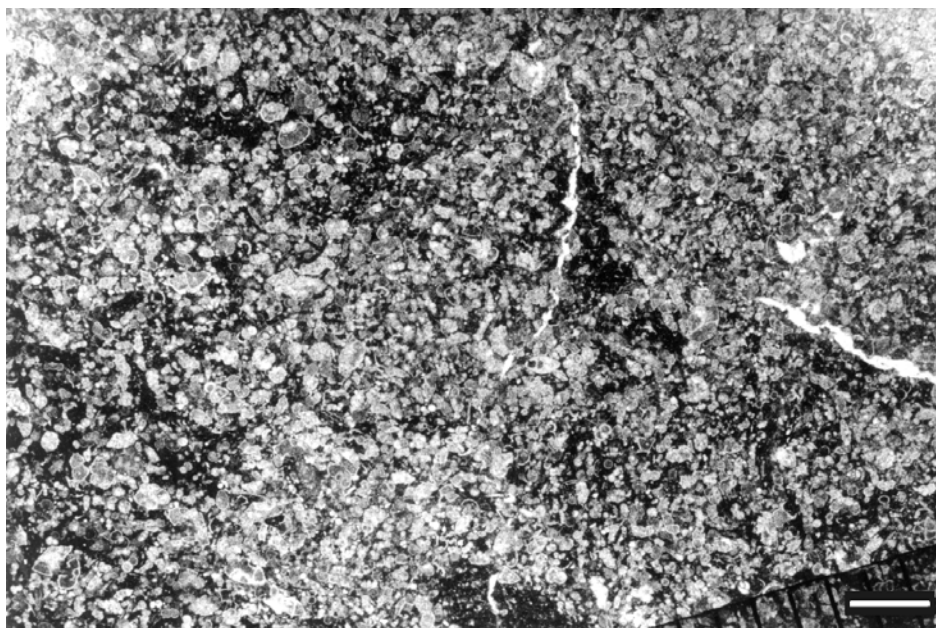


Figura 5.4.13. Ejemplo de la facies C.1 de calcarenitas *packstone* muy ricas en foraminíferos planctónicos. Escala gráfica: 1mm.

La facies C.2 está formada por margas con un contenido variable en carbonatos, aunque siempre relativamente bajo, de tonos gris - verde claro a rojos. Muestran una bioturbación ligera a moderada en todo su espesor, constituida por finos tubos de rellenos más carbonáticos y de tonos más claros.

Entre su contenido fósil destaca la presencia de equínidos (pertenecientes al género *Stegaster*) y algunos restos de inocerámido, junto con abundantes foraminíferos planctónicos (tanto ornamentados de tamaño medio a grande como pequeños y globosos), foraminíferos microbentónicos de paredes calcáreas y aglutinadas y ostrácodos. La relación P/B es alta (superior al 75%). El estado de conservación de los restos fósiles es bueno a muy bueno.

Interpretación ambiental

El depósito de esta unidad tuvo lugar en un medio marino hemipelágico mixto, bien oxigenado (como lo demuestra la presencia de organismos muy exigentes en cuanto a las condiciones ambientales, como los equinodermos, y las ricas asociaciones de foraminíferos bentónicos), no influenciado por el oleaje y situado por debajo de la zona fótica, en el que predominaba la decantación. A este medio marino tranquilo llegaban aportes cada vez más importantes hacia techo de terrígenos de grano fino a muy fino. La facies C.2, muy rica en arcillas, representaría los episodios más tardíos de la unidad, caracterizados por la llegada de altas cantidades de sedimentos muy finos en suspensión a este medio y, por lo tanto, con una alta turbidez. Respecto a la paleobatimetría de esta unidad, su contenido fósil permite obtener una primera aproximación. Así, el género *Stegaster* (equínido) es un organismo que habitaba medios marinos abiertos, bastante alejados de la línea de costa y relativamente profundos (Dr. Jaume Gallemí, com. pers.). La asociación de foraminíferos bentónicos incluidos en esta unidad (ver apartado de Biocronoestratigrafía) permite afinar un poco más la paleobatimetría de estos depósitos. Esta asociación indica que el depósito de esta unidad tuvo lugar en un medio marino batial, esto es, con profundidades superiores a los 200 m, de acuerdo con van Morkhoven *et al.* (1986).

Variaciones de la unidad dentro del sector de Jijona - Busot - Torremanzanas

En la sección de Busot la Fm. Raspay muestra un espesor mínimo de 7 m y sólo está representada la parte superior (Maastrichtiense superior medio-alto no terminal) de la unidad, pero no la más alta. Esta parte superior de la unidad está formada por margas, de tonos gris-verde en la parte más baja y rojos en el resto, que muestran una importante deformación sinsedimentaria de tipo *slump*. Para el intervalo que aflora de esta unidad en la sección de Busot se ha reconocido una de las dos facies observadas en la unidad para el conjunto de la zona (ver fig. 5.4.12), la facies C.2 de margas gris – verdosas a rojas.

En Torremanzanas es donde la Formación Raspay tiene su mejor representación. En esta sección la unidad muestra un espesor de 6,5 m y registra prácticamente toda la unidad (Maastrichtiense superior no terminal), salvo la parte más alta. La parte inferior de la unidad es de naturaleza carbonática y está constituida por calizas margosas de color beige-salmón. Hacia techo, la unidad va ganando en terrígenos, de modo que la parte superior está formada por margas rojas muy plásticas con finas pasadas algo más carbonáticas. En esta sección se han reconocido las dos facies diferenciadas para la unidad en el sector (fig. 5.4.12). Las calizas margosas de la parte inferior y las intercalaciones más carbonáticas de la parte superior se incluyen en la facies C.1 y las margas de la parte superior en la facies C.2. El depósito de la unidad tuvo lugar en un medio marino abierto hemipelágico, al que llegaban progresivamente mayores aportes de terrígenos de grano fino, bajo unas condiciones de baja velocidad de sedimentación.

5.4.2. Biocronoestratigrafía

El estudio bioestratigráfico de la sucesión analizada en este sector se ha realizado a partir del análisis de las asociaciones de foraminíferos planctónicos, tanto en levigado como en lámina delgada (fig. 5.4.14 y láminas 1-3 y 8-12 del apéndice fotográfico).

También se han estudiado los foraminíferos microbentónicos de los levigados (láminas 4-7 del apéndice fotográfico) que, si bien no aportan una datación tan precisa como la de los planctónicos por su mayor amplitud de rango bioestratigráfico, permiten obtener una primera aproximación a la edad de los depósitos y ofrecen una información paleoambiental muy útil.

Los equínidos incluidos en la Formación Raspay han permitido corroborar la datación obtenida mediante las asociaciones de microfósiles.

Debido a las características tan peculiares de este sector, con importantes variaciones laterales en el espesor y límites de las unidades, se describirá por separado la bioestratigrafía de las diferentes secciones estudiadas.

Jijona I**Unidad Coniaciense superior p.p. - Santoniense**

Se ha reconocido la siguiente asociación fósil:

Foraminíferos planctónicos: De base a techo de la unidad se ha identificado la parte superior de la biozona de *Dicarinella concavata* y la biozona de *Dicarinella asymetrica*.

Biozona de *Dicarinella concavata* (parte superior): Se ha identificado únicamente su parte superior alta, con la presencia de siguientes taxones (fig 5.4.14 A):

Dicarinella concavata (BROTZEN, 1934)

Dicarinella hagni (SCHEIBNEROVA, 1962)

Globigerinelloides sp.

Hedbergella flandrini PORTHAULT

Hedbergella sp.

Heterohelix sp.

Marginotruncana coronata (BOLLI, 1945)

Marginotruncana pseudolinneiana PESSAGNO, 1967

Pseudotextularia sp.

Schackoina sp.

Biozona de *Dicarinella asymetrica*: Biozona de rango total. Se han identificado los siguientes taxones (fig. 5.4.14 A):

Contusotruncana fornicata (PLUMMER, 1931)
Dicarinella asymetrica (SIGAL, 1952)
Dicarinella concavata (BROTZEN, 1934)
Dicarinella primitiva (DALBIEZ, 1955)
Globigerinelloides sp.
Globotruncana arca (CUSHMAN, 1926)
Globotruncana linneiana (D'ORBIGNY, 1839)
Globotruncanita elevata (BROTZEN, 1934)
Globotruncanita stuartiformis (DALBIEZ, 1955)
Hedbergella sp.
Heterohelix sp.
Marginotruncana coronata (BOLLI, 1945)
Marginotruncana pseudolinneiana PESSAGNO, 1967
Marginotruncana schneegansi (SIGAL, 1952)
Marginotruncana sigali (REICHEL, 1950)
Marginotruncana tarfayaensis (LEHMANN, 1963)
Marginotruncana undulata (LEHMANN, 1963)
Schackoina sp.

Interpretación cronoestratigráfica

Para los primeros depósitos de la unidad en esta sección se ha reconocido la parte superior de la biozona de *Dicarinella concavata*, caracterizada, de acuerdo con Robaszynski *et al.* (2000), por la presencia de abundantes ejemplares de la especie índice. A esta parte de la biozona le correspondería una edad Coniaciense superior a Santoniense inferior, según Hardenbol *et al.* (1998a) y Robaszynski *et al.* (2000).

Los depósitos de techo de esta unidad en la sección de Jijona I se han incluido en la parte superior de la biozona de *Dicarinella asymetrica*, que se caracteriza por la desaparición de la mayor parte de los ejemplares del género *Marginotruncana*, por la disminución de la abundancia del género *Dicarinella* y por incluir ya abundantes ejemplares del género *Globotruncanita*. A esta parte superior de la biozona se le asigna una edad Santoniense superior alto (a Campaniense basal), de acuerdo con Hardenbol *et al.* (1998a), Premoli Silva y Sliter (1995) y Robaszynski *et al.* (2000).

De este modo, el intervalo temporal representado por esta unidad en esta sección sería Coniaciense superior – Santoniense superior terminal (Campaniense basal).

Formación Aspe

Foraminíferos planctónicos: De base a techo de la unidad, se ha identificado la biozona de *Globotruncanita elevata* y la biozona de *Globotruncana ventricosa*.

Biozona de *Globotruncanita elevata* Biozona de rango parcial. Su límite inferior está definido por la última aparición de *Dicarinella asymetrica* y el superior por la primera aparición de *Globotruncana ventricosa*. Se han reconocido los siguientes taxones (fig. 5.4.14 A):

Contusotruncana fornicata (PLUMMER, 1931)
Globigerinelloides sp.
Globotruncana linneiana (D'ORBIGNY, 1839)
Globotruncanita elevata (BROTZEN, 1934)
Globotruncanita stuartiformis (DALBIEZ, 1955)
Hedbergella sp.
Heterohelix sp.
Schackoina sp.

Biozona de *Globotruncana ventricosa* Biozona de intervalo definida por la primera aparición de la especie índice. No se ha reconocido la parte más alta de la biozona. Se han identificado los siguientes taxones (fig. 5.4.14 A):

Archaeoglobigerina blowi PESSAGNO, 1967
Archaeoglobigerina cretacea (D'ORBIGNY, 1940)
Contusotruncana fornicata (PLUMMER, 1931)
Contusotruncana patelliformis (GANDOLFI, 1955)
Globigerinelloides sp.
Globotruncana aegyptiaca NAKKADY, 1950
Globotruncana arca (CUSHMAN, 1926)
Globotruncana bulloides VOGLER, 1941
Globotruncana falsostuarti SIGAL, 1952
Globotruncana linneiana (D'ORBIGNY, 1839)
Globotruncana mariei BANNER Y BLOW, 1960
Globotruncana orientalis EL NAGGAR, 1966
Globotruncana ventricosa WHITE, 1928
Globotruncanella sp.
Globotruncanella havanensis (VOORWIJK, 1937)
Globotruncanita angulata TILEV, 1951
Globotruncanita elevata (BROTZEN, 1934)
Globotruncanita pettersi (GANDOLFI, 1955)
Globotruncanita stuartiformis (DALBIEZ, 1955)
Globotruncanita subspinosa (PESSAGNO, 1960)
Hedbergella sp.
Hedbergella holmdelensis OLSSON, 1964
Hedbergella monmouthensis (OLSSON, 1960)
Heterohelix sp.
Pseudotextularia sp.
Rugoglobigerina rugosa (PLUMMER, 1926)
Rugoglobigerina sp.
Schackoina sp.

Interpretación cronoestratigráfica

Los primeros depósitos de la unidad en esta sección se han incluido en la biozona de *Globotruncanita elevata*, con una edad Campaniense inferior a Campaniense medio-bajo, de acuerdo con Hardenbol *et al.* (1998a).

Los últimos niveles analizados de la unidad en la sección Jijona I pertenecen a la biozona de *Globotruncana ventricosa*, faltando, probablemente, la parte más alta de la biozona. Así, a esta parte de la biozona se le asigna una edad Campaniense medio.

De este modo, para el conjunto de la unidad en esta sección, se obtiene una edad Campaniense inferior – Campaniense medio.

Jijona II

Unidad Coniaciense superior p.p. - Santoniense

Foraminíferos planctónicos: Para los depósitos de esta unidad en Jijona II se ha identificado la parte superior de la biozona de *Dicarinella asymetrica*.

Biozona de *Dicarinella asymetrica* (parte superior): Definida por la presencia de los siguientes taxones (fig. 5.4.14 B):

Contusotruncana fornicata (PLUMMER, 1931)
Dicarinella asymetrica (SIGAL, 1952)
Dicarinella concavata (BROTZEN, 1934)
Dicarinella primitiva (DALBIEZ, 1955)
Globigerinelloides sp.
Globotruncana arca (CUSHMAN, 1926)
Globotruncana bulloides VOGLER, 1941
Globotruncana linneiana (D'ORBIGNY, 1839)
Globotruncana orientalis EL NAGGAR, 1966
Globotruncanita sp.
Globotruncanita stuartiformis (DALBIEZ, 1955)
Hedbergella flandrini PORTHAULT

185

Hedbergella sp.
Heterohelix sp.
Marginotruncana coronata (BOLLI, 1945)
Marginotruncana marginata (REUSS, 1845)
Marginotruncana paraconcauata PORTHULT
Marginotruncana pseudolinneiana PESSAGNO, 1967
Marginotruncana schneegansi (SIGAL, 1952)
Marginotruncana sigali (REICHEL, 1950)
Marginotruncana tarfayaensis (LEHMANN, 1963)
Marginotruncana undulata (LEHMANN, 1963)

Interpretación cronoestratigráfica

Los niveles aflorantes de esta unidad en la sección de Jijona II se han incluido en la parte superior de la biozona de *Dicarinella asymetrica*. Esta parte superior de la biozona se define por una importante disminución en la abundancia y diversidad de las especies de los géneros *Marginotruncana* y *Dicarinella*, frente a la aparición de los primeros ejemplares del género *Globotruncanita*. A esta parte superior de la biozona se le asigna una edad Santiense superior terminal a Campaniense basal, dependiendo de los autores (p.ej. Premoli Silva y Sliter, 1995, Hardenbol *et al.*, 1998a, Robaszynski *et al.*, 2000).

Así, a esta parte que aflora de la unidad en esta sección le corresponde una edad Santiense terminal (Campaniense basal).

Formación Aspe

Foraminíferos planctónicos: En esta sección se ha reconocido, de base a techo, la parte media-superior de la biozona de *Globotruncana ventricosa*, la biozona de *Globotruncanita calcarata* y de *Globotruncana falsostuarti* y la parte basal de la biozona de *Gansserina gansseri*.

Biozona de *Globotruncana ventricosa* (parte media-superior) Definida por la presencia de los siguientes taxones (fig. 5.4.14 B):

Archaeoglobigerina cretacea (D'ORBIGNY, 1940)
Contusotruncana fornicata (PLUMMER, 1931)
Contusotruncana patelliformis (GANDOLFI, 1955)
Globigerinelloides sp.
Globotruncana aegyptiaca NAKKADY, 1950
Globotruncana arca (CUSHMAN, 1926)
Globotruncana bulloides VOGLER, 1941
Globotruncana linneiana (D'ORBIGNY, 1839)
Globotruncana mariei BANNER Y BLOW, 1960
Globotruncana orientalis EL NAGGAR, 1966
Globotruncana rosetta (CARSEY, 1926)
Globotruncana ventricosa WHITE, 1928
Globotruncanella havanensis (VOORWIJK, 1937)
Globotruncanita elevata (BROTZEN, 1934)
Globotruncanita stuartiformis (DALBIEZ, 1955)
Globotruncanita subspinosa (PESSAGNO, 1960)
Hedbergella sp.
Hedbergella holmdelensis OLSSON, 1964
Heterohelix sp.
Marginotruncana coronata (BOLLI, 1945)
Marginotruncana schneegansi (SIGAL, 1952)
Pseudoguembelina costulata (CUSHMAN, 1938)
Pseudotextularia sp.
Rugoglobigerina rugosa (PLUMMER, 1926)
Rugoglobigerina sp.
Schackoina sp.

Biozona de *Globotruncanita calcarata* Biozona de rango total de la especie índice. Esta biozona queda definida por la presencia de los siguientes taxones (fig. 5.4.14 B):

Archaeoglobigerina cretacea (D'ORBIGNY, 1940)
Archaeoglobigerina sp.
Contusotruncana fornicata (PLUMMER, 1931)
Contusotruncana patelliformis (GANDOLFI, 1955)
Contusotruncana plicata (WHITE, 1928)
Gansserina wiedenmayeri (GANDOLFI, 1955)
Globigerinelloides sp.
Globotruncana aegyptiaca NAKKADY, 1950
Globotruncana arca (CUSHMAN, 1926)
Globotruncana bulloides VOGLER, 1941
Globotruncana falsostuarti SIGAL, 1952
Globotruncana linneiana (D'ORBIGNY, 1839)
Globotruncana mariei BANNER Y BLOW, 1960
Globotruncana orientalis EL NAGGAR, 1966
Globotruncanella petaloidea (GANDOLFI, 1955)
Globotruncanita angulata TILEV, 1951
Globotruncanita calcarata (CUSHMAN, 1927)
Globotruncanita conica (WHITE, 1928)
Globotruncanita elevata (BROTZEN, 1934)
Globotruncanita stuarti (DE LAPPARENT, 1918)
Globotruncanita stuartiformis (DALBIEZ, 1955)
Globotruncanita subspinoso (PESSAGNO, 1960)
Hedbergella sp.
Hedbergella holmdelensis OLSSON, 1964
Hedbergella monmouthensis (OLSSON, 1960)
Heterohelix sp.
Marginotruncana coronata (BOLLI, 1945)
Pseudoguembelina costulata (CUSHMAN, 1938)
Pseudotextularia sp.
Rugoglobigerina rugosa (PLUMMER, 1926)
Rugoglobigerina sp.
Schackoina sp.

Biozona de *Globotruncana falsostuarti* Biozona de rango parcial. Su límite inferior está marcado por la última presencia de *Globotruncanita calcarata* y el superior por la primera aparición de *Gansserina gansseri*. Se han reconocido los siguientes taxones (fig. 5.4.14 B):

Archaeoglobigerina cretacea (D'ORBIGNY, 1940)
Archaeoglobigerina sp.
Contusotruncana fornicata (PLUMMER, 1931)
Contusotruncana patelliformis (GANDOLFI, 1955)
Contusotruncana plicata (WHITE, 1928)
Globigerinelloides sp.
Globotruncana arca (CUSHMAN, 1926)
Globotruncana bulloides VOGLER, 1941
Globotruncana linneiana (D'ORBIGNY, 1839)
Globotruncana mariei BANNER Y BLOW, 1960
Globotruncana orientalis EL NAGGAR, 1966
Globotruncana ventricosa WHITE, 1928
Globotruncanella havanensis (VOORWIJK, 1937)
Globotruncanita angulata TILEV, 1951
Globotruncanita conica (WHITE, 1928)
Globotruncanita stuartiformis (DALBIEZ, 1955)
Globotruncanita subspinoso (PESSAGNO, 1960)
Hedbergella holmdelensis OLSSON, 1964
Hedbergella monmouthensis (OLSSON, 1960)
Heterohelix sp.
Pseudotextularia sp.
Rugoglobigerina rugosa (PLUMMER, 1926)
Schackoina sp.

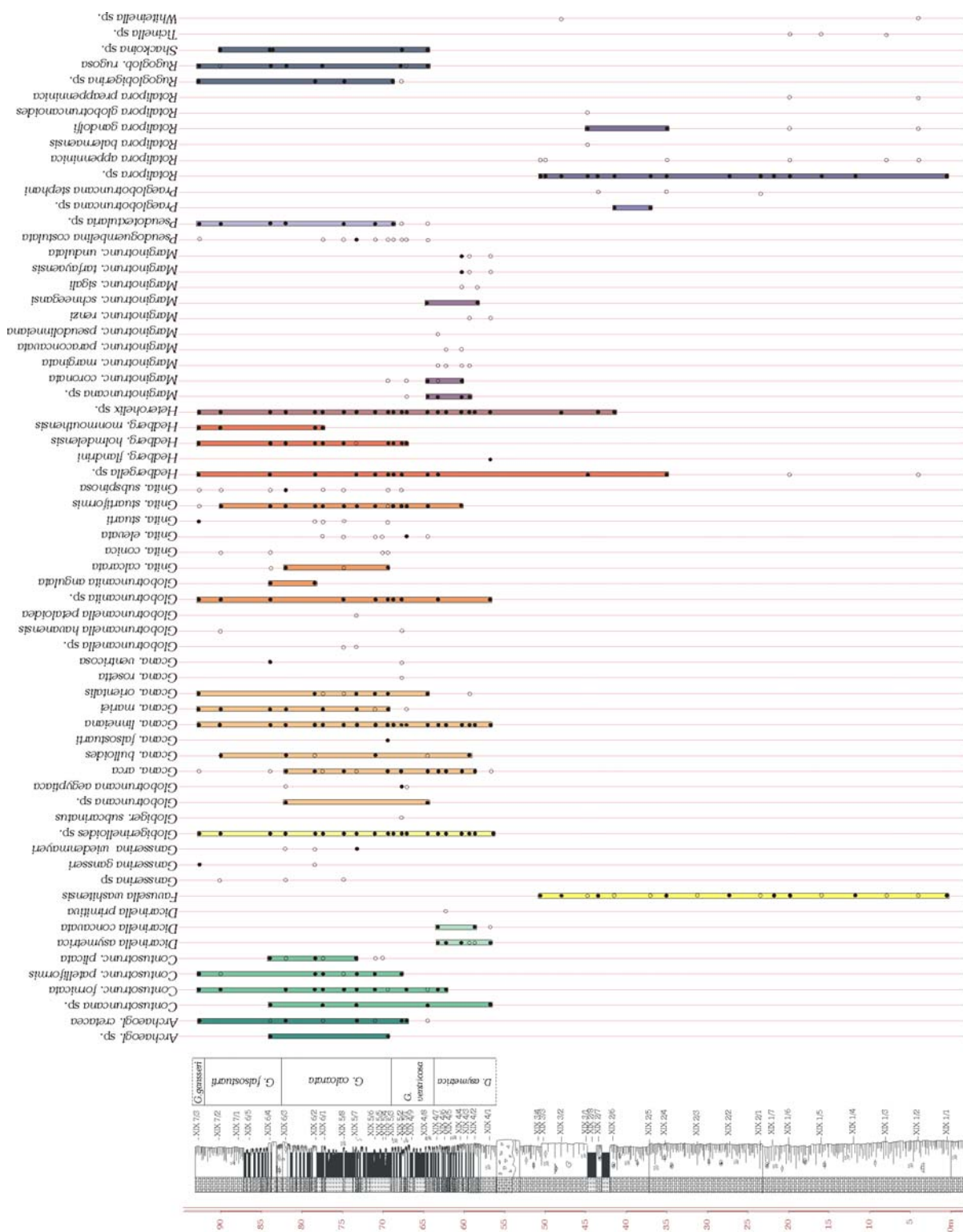


Figura 5.4.14 B. Cuadro bioestratigráfico con la distribución de los foraminíferos planctónicos en la sección de Jijona II.

Biozona de *Gansserina gansseri* (parte basal) Definida por la primera presencia de la especie índice y caracterizada por la presencia de los siguientes géneros y especies (fig. 5.4.14 B):

Archaeoglobigerina cretacea (D'ORBIGNY, 1940)
Contusotruncana fornicata (PLUMMER, 1931)
Contusotruncana patelliformis (GANDOLFI, 1955)
Gansserina gansseri (BOLLI, 1951)
Globigerinelloides sp.
Globotruncana arca (CUSHMAN, 1926)
Globotruncana linneiana (D'ORBIGNY, 1839)
Globotruncana mariei BANNER Y BLOW, 1960
Globotruncana orientalis EL NAGGAR, 1966
Globotruncanita stuarti (DE LAPPARENT, 1918)
Globotruncanita stuartiformis (DALBIEZ, 1955)
Globotruncanita subspinosa (PESSAGNO, 1960)
Hedbergella holmdelensis OLSSON, 1964
Hedbergella monmouthensis (OLSSON, 1960)
Hedbergella sp.
Heterohelix sp.
Pseudoguembelina costulata (CUSHMAN, 1938)
Pseudotextularia sp.
Rugoglobigerina rugosa (PLUMMER, 1926)
Rugoglobigerina sp.
Schackoina sp.

Interpretación cronoestratigráfica

Los primeros niveles de la unidad en esta sección se han incluido en la biozona de *Globotruncana ventricosa*, faltando probablemente la parte inferior de la biozona en relación a la discontinuidad sedimentaria que separa esta unidad de la infrayacente. A esta biozona se le asigna una edad Campaniense medio, según el cuadro biocronoestratigráfico de Hardenbol *et al.* (1998a). Para los últimos niveles de la unidad se ha reconocido la parte basal de la biozona de *Gansserina gansseri*. A estos últimos niveles les correspondería, de este modo, una edad Campaniense superior, de acuerdo con Hardenbol *et al.* (1998a).

Atendiendo a la biozonas reconocidas se obtiene una edad Campaniense medio-alto a Campaniense superior para la parte representada de esta unidad en la sección de Jijona II.

Busot

Unidad Coniaciense superior p.p. – Santoniense

Se ha reconocido la siguiente asociación fósil:

Foraminíferos planctónicos: En esta sección se ha reconocido para esta unidad la parte inferior – media de la biozona de *Dicarinella asymerica*.

Biozona de *Dicarinella asymerica* (parte inferior – media): Esta parte de la biozona queda caracterizada por los siguientes taxones (fig. 5.4.14 C):

Dicarinella asymerica (SIGAL, 1952)
Dicarinella concavata (BROTZEN, 1934)
Globigerinelloides sp.
Hedbergella sp.
Heterohelix sp.
Marginotruncana coronata (BOLLI, 1945)
Marginotruncana pseudolinneiana PESSAGNO, 1967
Marginotruncana sinuosa PORTHULT
Marginotruncana tarfayaensis (LEHMANN, 1963)

Interpretación cronoestratigráfica

En el escaso espesor representado de esta unidad en esta sección, limitada a base y techo por sendas discontinuidades, se ha reconocido sólo la parte inferior-media de la biozona de

Dicarinella asymetrica. Esta parte registrada de la biozona se caracteriza por incluir asociaciones con abundantes ejemplares de *Marginotruncana* y *Dicarinella* y por la ausencia de especies del género *Globotruncanita*. A esta parte inferior a media de la biozona de *Dicarinella asymetrica* se le asigna una edad Santoniense medio – Santoniense superior bajo.

De este modo, la edad de estos depósitos aflorantes de la unidad sería Santoniense medio – Santoniense superior bajo, según Hardenbol *et al.* (1998a).

Formación Aspe

Foraminíferos planctónicos: De base a techo en esta sección se han reconocido para esta unidad las biozonas de *Globotruncanita calcarata* y *Globotruncana falsostuarti* y la parte inferior - media de la biozona de *Gansserina gansseri*.

Biozona de *Globotruncanita calcarata* Biozona de rango total de la especie índice. Esta biozona queda definida por la presencia de los siguientes taxones (fig. 5.4.14 C):

Archaeoglobigerina blowi PESSAGNO, 1967
Archaeoglobigerina sp.
Contusotruncana fornicata (PLUMMER, 1931)
Contusotruncana patelliformis (GANDOLFI, 1955)
Gansserina wiedenmayeri (GANDOLFI, 1955)
Globigerinelloides sp.
Globotruncana aegyptiaca NAKKADY, 1950
Globotruncana arca (CUSHMAN, 1926)
Globotruncana bulloides VOGLER, 1941
Globotruncana linneiana (D'ORBIGNY, 1839)
Globotruncana mariei BANNER Y BLOW, 1960
Globotruncana orientalis EL NAGGAR, 1966
Globotruncanita angulata TILEV, 1951
Globotruncanita calcarata (CUSHMAN, 1927)
Globotruncanita elevata (BROTZEN, 1934)
Globotruncanita pettersi (GANDOLFI, 1955)
Globotruncanita stuarti (DE LAPPARENT, 1918)
Globotruncanita stuartiformis (DALBIEZ, 1955)
Globotruncanita subspinosa (PESSAGNO, 1960)
Hedbergella holmdelensis OLSSON, 1964
Hedbergella monmouthensis (OLSSON, 1960)
Hedbergella sp.
Heterohelix sp.
Pseudotextularia sp.
Rugoglobigerina rugosa (PLUMMER, 1926)

Biozona de *Globotruncana falsostuarti* Biozona de rango parcial. Su límite inferior está marcado por la última presencia de *Globotruncanita calcarata* y el superior por la primera aparición de *Gansserina gansseri*. Se han reconocido los siguientes taxones (fig. 5.4.14 C):

Contusotruncana fornicata (PLUMMER, 1931)
Contusotruncana patelliformis (GANDOLFI, 1955)
Globigerinelloides sp.
Globotruncana aegyptiaca NAKKADY, 1950
Globotruncana arca (CUSHMAN, 1926)
Globotruncana bulloides VOGLER, 1941
Globotruncana linneiana (D'ORBIGNY, 1839)
Globotruncana mariei BANNER Y BLOW, 1960
Globotruncana orientalis EL NAGGAR, 1966
Globotruncanita angulata TILEV, 1951
Globotruncanita stuartiformis (DALBIEZ, 1955)
Globotruncanita subspinosa (PESSAGNO, 1960)
Hedbergella holmdelensis OLSSON, 1964
Hedbergella sp.
Heterohelix sp.

Pseudotextularia sp.

Rugoglobigerina rugosa (PLUMMER, 1926)

Biozona de *Gansserina gansseri* (parte inferior - media) Se ha reconocido la parte inferior - media de la biozona, caracterizada por la presencia de los siguientes taxones (fig. 5.4.14 C):

Archaeoglobigerina cretacea (D'ORBIGNY, 1940)

Contusotruncana fornicata (PLUMMER, 1931)

Contusotruncana patelliformis (GANDOLFI, 1955)

Contusotruncana walfischensis (TODD, 1970)

Gansserina gansseri (BOLLI, 1951)

Gansserina wiedenmayeri (GANDOLFI, 1955)

Globigerinelloides sp.

Globigerinelloides subcarinatus (BRÖNNIMANN, 1952)

Globotruncana aegyptiaca NAKKADY, 1950

Globotruncana arca (CUSHMAN, 1926)

Globotruncana bulloides VOGLER, 1941

Globotruncana falsostuarti SIGAL, 1952

Globotruncana linneiana (D'ORBIGNY, 1839)

Globotruncana mariei BANNER Y BLOW, 1960

Globotruncana orientalis EL NAGGAR, 1966

Globotruncana rosetta (CARSEY, 1926)

Globotruncana ventricosa WHITE, 1928

Globotruncanella havanensis (VOORWIJK, 1937)

Globotruncanella petaloidea (GANDOLFI, 1955)

Globotruncanella pschadae (KELLER, 1946)

Globotruncanita angulata TILEV, 1951

Globotruncanita pettersi (GANDOLFI, 1955)

Globotruncanita stuarti (DE LAPPARENT, 1918)

Globotruncanita stuartiformis (DALBIEZ, 1955)

Globotruncanita subspinosa (PESSAGNO, 1960)

Hedbergella holmdelensis OLSSON, 1964

Hedbergella monmouthensis (OLSSON, 1960)

Hedbergella sp.

Heterohelix sp.

Planoglobulina acervulinoides (EGGER, 1899)

Pseudoguembelina costulata (CUSHMAN, 1938)

Pseudotextularia sp.

Rugoglobigerina pennyi BRÖNNIMANN, 1952

Rugoglobigerina rugosa (PLUMMER, 1926)

Interpretación cronoestratigráfica

Para los primeros metros de la unidad se ha reconocido la biozona de *Globotruncanita calcarata*, con una edad Campaniense superior bajo, según Hardenbol *et al.* (1998a). Los últimos depósitos de la unidad se incluyen en la parte inferior-media de la biozona de *Gansserina gansseri*, que se caracteriza por la presencia de especies como *Contusotruncana walfischensis* y *Planoglobulina acervulinoides* y la ausencia de formas características de la parte más alta de la biozona como *Contusotruncana contusa*, que marcaría ya la entrada en el Maastrichtiense superior (Premoli Silva y Sliter, 1995). A la parte inferior-media de la biozona de *Gansserina gansseri* se le asigna una edad Campaniense terminal a Maastrichtiense medio, de acuerdo con Hardenbol *et al.* (1998a).

Así, atendiendo a las biozonas identificadas para los depósitos de base y de techo de la unidad en la sección de Busot, a esta unidad le correspondería una edad Campaniense superior bajo – Maastrichtiense inferior.

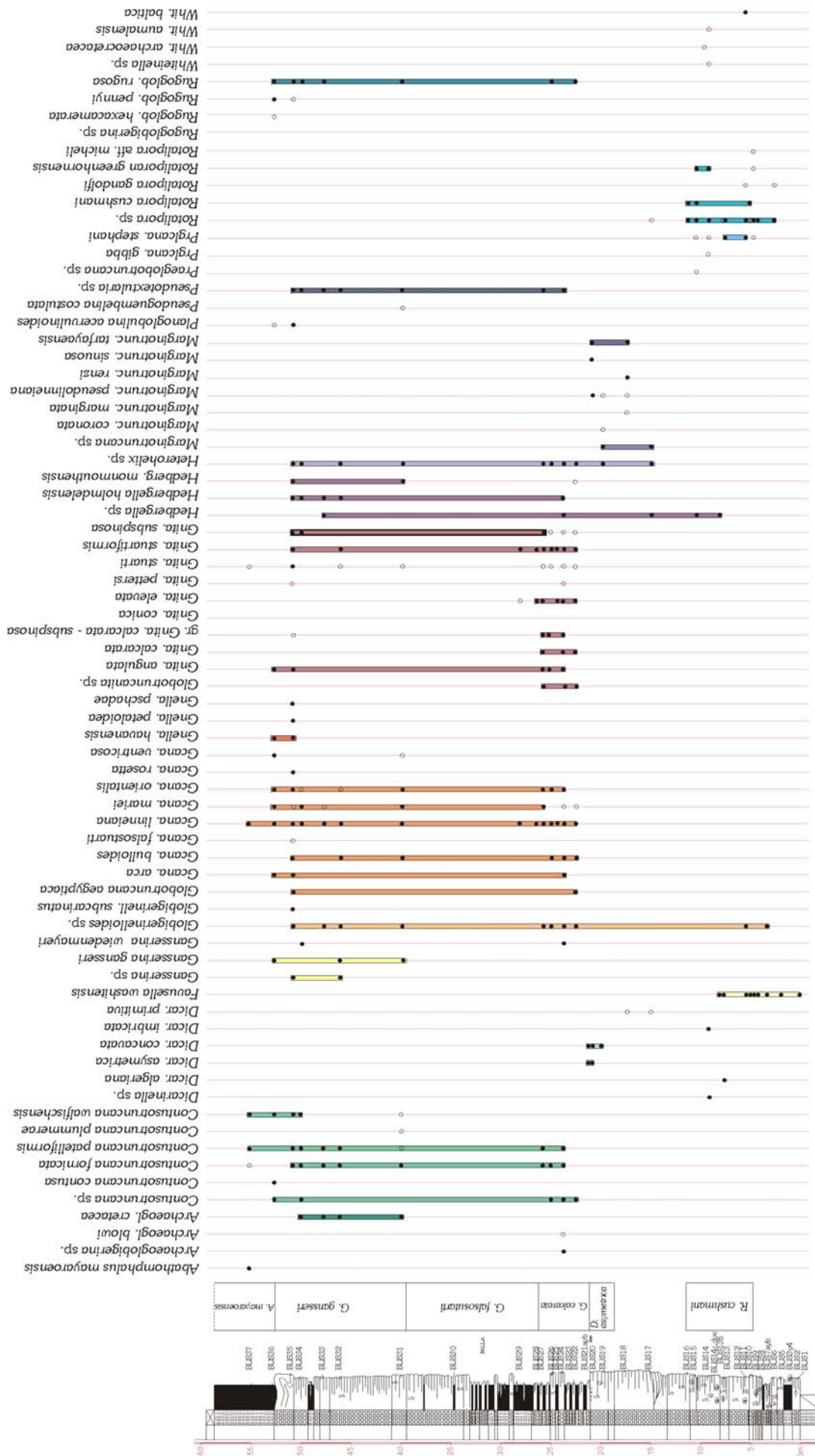


Figura 5.4.14 C. Cuadro bioestratigráfico con los rangos de distribución de los foraminíferos planctónicos en la sección de Busot.

Formación Raspay

Foraminíferos planctónicos: Se ha reconocido la biozona de *Abathomphalus mayaroensis*.

Biozona de *Abathomphalus mayaroensis* Biozona de intervalo. La parte más alta de la biozona no se ha reconocido para este sector. Se han identificado los siguientes taxones (fig. 5.4.14 C):

Abathomphalus mayaroensis (BOLLI, 1951)
Contusotruncana contusa (CUSHMAN, 1926)
Contusotruncana fornicata (PLUMMER, 1931)
Contusotruncana patelliformis (GANDOLFI, 1955)
Contusotruncana walfischensis (TODD, 1970)
Gansserina gansseri (BOLLI, 1951)
Globigerinelloides sp.
Globotruncana arca (CUSHMAN, 1926)
Globotruncana linneiana (D'ORBIGNY, 1839)
Globotruncana mariei BANNER Y BLOW, 1960
Globotruncana orientalis EL NAGGAR, 1966
Globotruncana ventricosa WHITE, 1928
Globotruncanella havanensis (VOORWIJK, 1937)
Globotruncanella angulata TILLY, 1951
Globotruncanella stuarti (DE LAPPARENT, 1918)
Heterohelix sp.
Planoglobulina acervulinoides (EGGER, 1899)
Pseudotextularia sp.
Rugoglobigerina hexacamerata BRÖNNIMANN, 1952
Rugoglobigerina pennyi BRÖNNIMANN, 1952
Rugoglobigerina rugosa (PLUMMER, 1926)

Interpretación cronoestratigráfica

Para el espesor que aflora de esta unidad en la sección de Busot se ha identificado la biozona de *Abathomphalus mayaroensis*. No se ha reconocido en esta sección la parte más alta de la biozona, caracterizada por una importante disminución en los foraminíferos ornamentados de tamaño medio a grande frente a un marcado aumento en los foraminíferos planctónicos de formas globosas de pequeño tamaño.

Así, para los depósitos de esta unidad se obtiene una edad Maastrichtiense superior medio – alto, no terminal.

Torremanzanas

Formación Aspe

Foraminíferos planctónicos: Para los depósitos de esta unidad en esta sección se ha reconocido la parte inferior-media, pero no la parte más alta, de la biozona de *Gansserina gansseri*.

Biozona de *Gansserina gansseri* (parte inferior-media) Esta parte de la biozona queda caracterizada por la presencia de los siguientes géneros y especies (fig. 5.4.14 D):

Archaeoglobigerina blowi PESSAGNO, 1967
Archaeoglobigerina cretacea (D'ORBIGNY, 1940)
Archaeoglobigerina sp.
Contusotruncana fornicata (PLUMMER, 1931)
Contusotruncana patelliformis (GANDOLFI, 1955)
Contusotruncana plicata (WHITE, 1928)
Contusotruncana plummerae (GANDOLFI, 1955)
Contusotruncana walfischensis (TODD, 1970)
Gansserina gansseri (BOLLI, 1951)
Gansserina wiedenmayeri (GANDOLFI, 1955)
Globigerinelloides sp.
Globotruncana aegyptiaca NAKKADY, 1950
Globotruncana arca (CUSHMAN, 1926)
Globotruncana bulloides VOGLER, 1941
Globotruncana falsostuarti SIGAL, 1952

Globotruncana linneiana (D'ORBIGNY, 1839)
Globotruncana mariei BANNER Y BLOW, 1960
Globotruncana orientalis EL NAGGAR, 1966
Globotruncana rosetta (CARSEY, 1926)
Globotruncana ventricosa WHITE, 1928
Globotruncanella havanensis (VOORWIJK, 1937)
Globotruncanita angulata TILEV, 1951
Globotruncanita conica (WHITE, 1928)
Globotruncanita pettersi (GANDOLFI, 1955)
Globotruncanita stuarti (DE LAPPARENT, 1918)
Globotruncanita stuartiformis (DALBIEZ, 1955)
Globotruncanita subspinosa (PESSAGNO, 1960)
Hedbergella holmdelensis OLSSON, 1964
Hedbergella monmouthensis (OLSSON, 1960)
Hedbergella sp.
Heterohelix sp.
Planoglobulina acervulinoides (EGGER, 1899)
Pseudotextularia sp.
Rugoglobigerina hexacamerata BRÖNNIMANN, 1952
Rugoglobigerina milamensis SMITH Y PESSAGNO, 1973
Rugoglobigerina pennyi BRÖNNIMANN, 1952
Rugoglobigerina rugosa (PLUMMER, 1926)
Rugoglobigerina sp.

Interpretación cronoestratigráfica

Para la parte representada de esta unidad en Torremanzanas se ha identificado la parte inferior a media de la biozona de *Gansserina gansseri*, faltando probablemente la parte basal de la biozona. A esta parte inferior a media se le asigna una edad Campaniense terminal a Maastrichtiense medio, según Hardenbol *et al.* (1998a). No se han reconocido en estos depósitos especies que indicarán la entrada en el Maastrichtiense superior, como, por ejemplo, las especies *Contusotruncana contusa* o *Racemiguembelina fructicosa*, características de la parte superior de la biozona. Estas especies sí se encuentran en los depósitos de la Fm. Raspay, como se detalla en el siguiente apartado.

De este modo, la edad que se obtiene para estos depósitos en la sección de Torremanzanas sería (Campaniense terminal) - Maastrichtiense inferior.

Formación Raspay

Foraminíferos planctónicos: Se ha reconocido la parte superior de la biozona de *Gansserina gansseri* y la biozona de *Abathomphalus mayaroensis* para los depósitos de esta unidad.

Biozona de *Gansserina gansseri* (parte superior) Se ha reconocido la parte más alta de la biozona, caracterizada por la presencia de los siguientes taxones (fig. 5.4.14 D):

Archaeoglobigerina blowi PESSAGNO, 1967
Archaeoglobigerina cretacea (D'ORBIGNY, 1840)
Contusotruncana contusa (CUSHMAN, 1926)
Contusotruncana fornicata (PLUMMER, 1931)
Contusotruncana patelliformis (GANDOLFI, 1955)
Contusotruncana walfischensis (TODD, 1970)
Gansserina gansseri (BOLLI, 1951)
Globigerinelloides sp.
Globotruncana aegyptiaca NAKKADY, 1950
Globotruncana arca (CUSHMAN, 1926)
Globotruncana bulloides VOGLER, 1941
Globotruncana falsostuarti SIGAL, 1952
Globotruncana linneiana (D'ORBIGNY, 1839)
Globotruncana mariei BANNER Y BLOW, 1960
Globotruncana orientalis EL NAGGAR, 1966
Globotruncana rosetta (CARSEY, 1926)

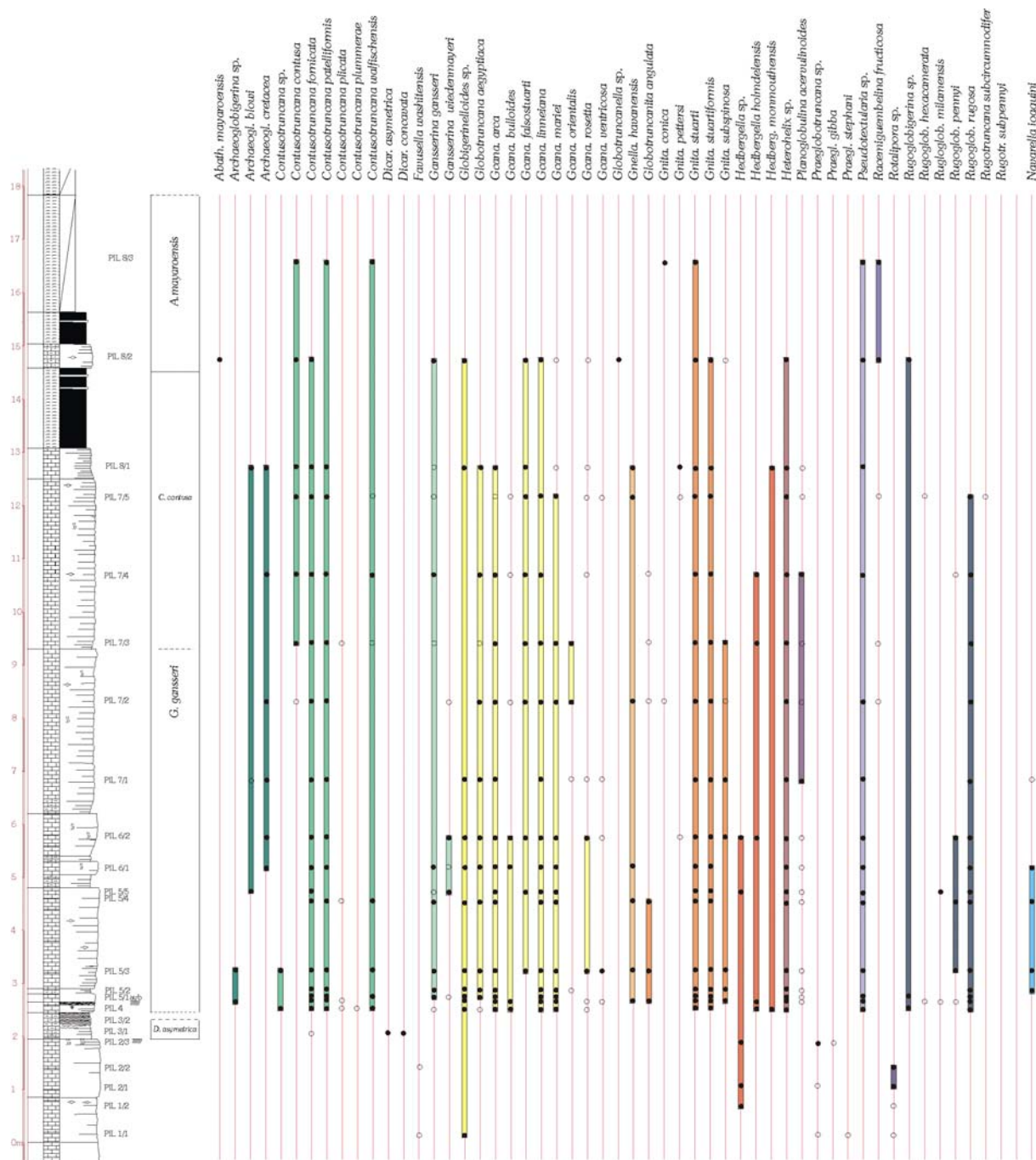


Figura 5.4.14 D. Cuadro bioestratigráfico con la distribución de los foraminíferos planctónicos y las biozonas reconocidas en la sección de Torremanzanas.

Globotruncana ventricosa WHITE, 1928
Globotruncanella havanensis (VOORWIJK, 1937)
Globotruncanella angulata TILEV, 1951
Globotruncanella pettersi (GANDOLFI, 1955)
Globotruncanella stuarti (DE LAPPARENT, 1918)
Globotruncanella stuartiformis (DALBIEZ, 1955)
Globotruncanella subspinoso (PESSAGNO, 1960)
Hedbergella holmdelensis OLSSON, 1964
Hedbergella monmouthensis (OLSSON, 1960)
Heterohelix sp.
Planoglobulina acervulinoides (EGGER, 1899)
Pseudotextularia sp.
Racemiguembelina fructifera (EGGER, 1899)

Rugoglobigerina hexacamerata BRÖNNIMANN, 1952
Rugoglobigerina pennyi BRÖNNIMANN, 1952
Rugoglobigerina rugosa (PLUMMER, 1926)

Biozona de *Abathomphalus mayaroensis* (parte inferior) Definida por la presencia de los siguientes taxones (fig. 5.4.14 D):

Abathomphalus mayaroensis (BOLLI, 1951)
Contusotruncana contusa (CUSHMAN, 1926)
Contusotruncana fornicata (PLUMMER, 1931)
Contusotruncana patelliformis (GANDOLFI, 1955)
Contusotruncana walfischensis (TODD, 1970)
Gansserina gansseri (BOLLI, 1951)
Globigerinelloides sp.
Globotruncana falsostuarti SIGAL, 1952
Globotruncana linneiana (D'ORBIGNY, 1839)
Globotruncana mariei BANNER Y BLOW, 1960
Globotruncana rosetta (CARSEY, 1926)
Globotruncanita conica (WHITE, 1928)
Globotruncanita stuarti (DE LAPPARENT, 1918)
Globotruncanita stuartiformis (DALBIEZ, 1955)
Globotruncanita subspinosa (PESSAGNO, 1960)
Heterohelix sp.
Pseudotextularia sp.
Racemiguembelina fruticosa (EGGER, 1899)
Rugoglobigerina sp.

Foraminíferos microbentónicos:

Anomalinoides sp.
Angulogavelinella gracilis (MARSSON, 1878)
Bolivinoidea draco draco (MARSSON, 1878)
Cibicidoides dayi (WHITE, 1928)
Cibicidoides velascoensis (CUSHMAN, 1925)
Coryphostoma incrassata (REUS, 1851)
Dorothia retusa CUSHMAN
Gaudryna pyramidata CUSHMAN, 1926
Globorotalites sp.
Gyroidinoides sp.
Heterostomella sp.
Marssonella oxycona (REUSS, 1860)
Neoflabellina rugosa (D'ORBIGNY)
Oridorsalis sp.
Osangularia sp.
Sitella sp.
Spiroplectaminna sp.
Stensioina pommerana BROTZEN, 1940
Tritaxia sp.

Equínidos: Incluido en los depósitos margosos de la parte superior de la unidad se ha reconocido un equínido irregular (lámina 18, nº3, del apéndice fotográfico) que se ha incluido en la especie *Stegaster altus* SEUNES, 1889.

Interpretación cronoestratigráfica

Los primeros metros de la unidad han sido incluidos en la parte superior de la biozona de *Gansserina gansseri*, caracterizada por la presencia de especies típicas del Maastrichtiense superior como *Contusotruncana contusa* y *Racemiguembelina fruticosa*. Esta parte superior de la biozona de *Gansserina gansseri* ha sido considerada por algunos autores como una biozona

independiente entre la biozona de *Gansserina gansseri* y la biozona de *Abathomphalus mayaroensis*, la denominada biozona de *Contusotruncana contusa* /*Racemiguembelina fructicosa* (Premoli Silva y Sliter, 1995). En cualquier caso, a este intervalo le corresponde una edad Maastrichtiense superior.

Los depósitos de techo de la unidad en esta sección se han incluido en la biozona de *Abathomphalus mayaroensis*. La parte más alta de esta biozona, con predominio de formas pequeñas y globosas, no se ha reconocido en esta sección. Así, a la parte representada de esta biozona en Torremanzanas le corresponde una edad Maastrichtiense superior alto no terminal.

En conjunto, mediante las asociaciones de foraminíferos planctónicos se obtiene una edad Maastrichtiense superior no terminal.

Entre la asociación de foraminíferos microbentónicos es importante destacar la presencia de las especies *Bolivinoidea draco draco*, *Coryphostoma incrassata* y *Stesioina pommerana*, cuyos rangos de distribución temporal, comprendidos entre el Campaniense superior y el Maastrichtiense superior, permiten obtener una primera datación, algo menos precisa que la ofrecida por los foraminíferos planctónicos.

El equínido *Stegaster altus* suele encontrarse asociado a depósitos de edad Maastrichtiense (Smith *et al.* 1999).

En definitiva, atendiendo a los rangos de distribución de todos los grupos fósiles representados en estos depósitos, la edad que se obtiene para esta unidad en la sección de Torremanzanas es Maastrichtiense superior no terminal.

Datación de las unidades en el conjunto del sector de Jijona-Busot-Torremanzanas **Unidad Coniaciense superior p.p. - Santoniense**

Para el conjunto de esta zona de Jijona – Busot – Torremanzanas se ha reconocido la parte superior de la biozona de *Dicarinella concavata* y la biozona de *Dicarinella asymetrica*.

En función de las asociaciones reconocidas de foraminíferos planctónicos, el rango máximo de edad para esta unidad en este sector es Coniaciense superior a Santoniense superior terminal (Campaniense basal), según Robaszynski *et al.* (2000) y Robaszynski y Caron (1995).

Formación Aspe

Teniendo en cuenta todas las secciones estudiadas en este sector, se han reconocido, de base a techo de la unidad, las biozonas de *Globotruncanella elevata*, *Globotruncana ventricosa*, *Globotruncanella calcarata* y *Globotruncana falsostuarti* y la parte inferior - media de la biozona de *Gansserina gansseri*.

Así, atendiendo a las biozonas identificadas de foraminíferos planctónicos en esta unidad, su edad sería Campaniense – Maastrichtiense inferior, de acuerdo con Robaszynski *et al.* (2000).

Formación Raspay

Para el conjunto del sector de Jijona - Busot - Torremanzanas, se ha reconocido la parte superior de la biozona de *Gansserina gansseri* y la biozona de *Abathomphalus mayaroensis* en esta unidad.

Basándose en las edades asignadas a estas biozonas, se obtiene una edad Maastrichtiense superior no terminal para esta unidad en este sector.

5.4.3. Discontinuidades, eventos y actividad tectónica sinsedimentaria **Paleofallas del final del Cenomaniense**

Las grandes variaciones reconocidas en cuanto al espesor y los límites de las unidades analizadas en este sector de Jijona-Busot-Torremanzanas están posiblemente relacionadas con el desarrollo de grandes fracturas que condicionaron la sedimentación en el sector. El desarrollo de estas grandes fracturas tuvo su origen en un evento tectónico regional muy importante al final del Cenomaniense – principio del Turoniense, reconocido en diferentes puntos de la Placa Ibérica (p.ej. Mas *et al.*, 1982; Floquet, 1991; De Ruig, 1992; Martín-Chivelet, 1992). Este evento provocó la reestructuración de la Cuenca Bética: inicialmente con bruscos reajustes de bloques, dando lugar a la formación de zonas deprimidas de surco y de zonas elevadas, y posteriormente

se produjo un lento y progresivo levantamiento del área (Martín-Chivelet, 1992). Este evento tectónico que provocó el desarrollo de estas grandes fracturas que configuraron la paleotopografía de la región y que condicionaron la sedimentación de las unidades posteriores, supuso el fin de la sedimentación marina carbonatada s.s., con desarrollo de potentes sucesiones calizas, que caracterizó el Cenomaniense.

En las inmediaciones de Jijona se ha reconocido una de estas paleofracturas (fig. 5.4.3), identificada originalmente por De Ruig (1992), y se han levantado varias secciones que han permitido caracterizar la influencia de estas grandes fracturas en la sedimentación posterior (fig. 5.4.15). En el bloque del *hanging wall* (sección Jijona I y secciones complementarias A y B) se desarrolló una zona más deprimida, con una sedimentación bastante continua desde el Turoniense hasta el Campaniense, en la que se ha reconocido solo una breve interrupción sedimentaria entre el Turoniense y los primeros depósitos del Coniaciense. Mientras la sedimentación continuaba en el *hanging wall*, en el bloque del *foot-wall* (sección complementaria C) se desarrollaron sucesivos *hardgrounds* sobre las calizas del Cenomaniense (fig. 5.4.17). La sedimentación no se reanuda en el *foot-wall* hasta el Campaniense superior, momento en que se produce la colmatación de la zona deprimida del *hanging wall* y se disponen en *onlap* los primeros depósitos sobre los *hardgrounds* desarrollados a techo de las calizas del Cenomaniense. La sección de Jijona II, que corta el plano de falla, ha permitido reconocer un nivel de brechas depositado sobre este plano de falla (fig. 5.4.16), que está constituido por cantos calizos subangulosos de edades comprendidas entre el Albiense y el Turoniense.

Estas grandes fracturas sufrieron varios episodios de reactivación a lo largo largo del Cretácico Superior, que quedaron registrados de diferentes maneras en los distintos puntos analizados del sector, dependiendo de su paleoposición.

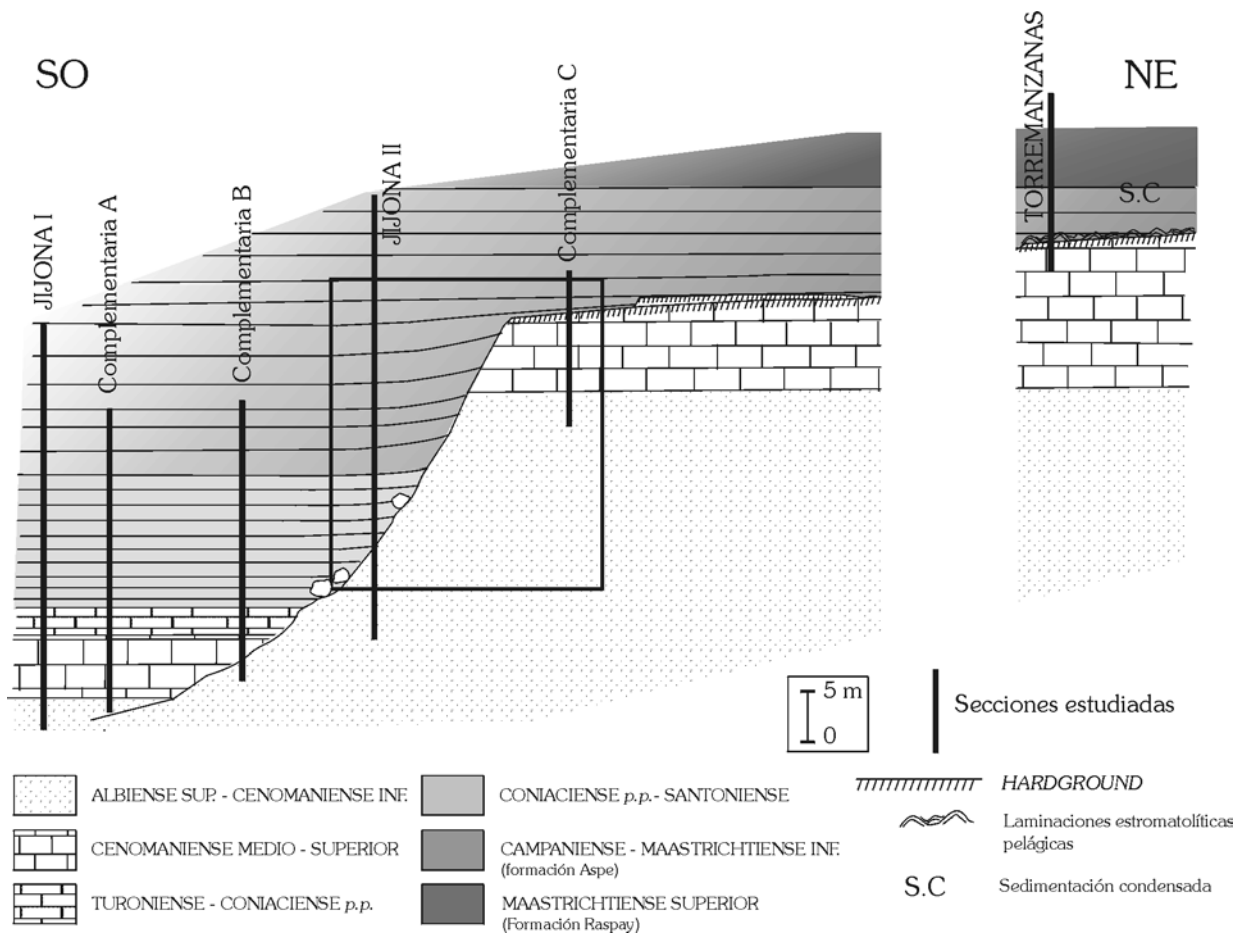


Figura 5.4.15. Reconstrucción esquemática de la geometría en bloques originada por las grandes paleofracturas del final del Cenomaniense-principio del Turoniense, que permite explicar las diferencias en el espesor y los límites de las unidades estudiadas. Se ha enmarcado el área que correspondería a la imagen de campo de la falla en la fig. 5.4.3. Escala horizontal orientativa.



Figura 5.4.16. Aspecto en campo de las brechas desarrolladas sobre el plano de falla en las proximidades de Jijona.

A continuación se describirá cada una de las discontinuidades reconocidas en el sector, especificando, en cada caso, dónde se ha reconocido, su situación respecto a las paleofracturas, sus características y el intervalo temporal que abarca.

Discontinuidades del Cenomaniense superior (Turonense inferior)

El desarrollo de estas discontinuidades estuvo directamente relacionado con la reestructuración en bloques de la cuenca. Mientras que en las zonas deprimidas se acumulaban los depósitos, con una sedimentación relativamente continua, en las zonas elevadas respecto a las áreas circundantes tenía lugar una sedimentación muy discontinua, caracterizada por una tasa de sedimentación muy baja, con el desarrollo de *hardgrounds* y de series condensadas.

Estas discontinuidades se han reconocido en dos secciones, en la sección complementaria C, próxima a la sección Jijona II, y en la sección de Torremanzanas.

Sección complementaria C

A techo de las calizas del Cenomaniense superior se ha reconocido el desarrollo de tres *hardgrounds*, constituidos por sucesivas superficies de discontinuidad intensamente perforadas y ricas en óxidos de hierro, separadas por finos niveles calizo-margosos (fig. 5.4.17). En algunos puntos se han identificado niveles de brechas, de características similares a las descritas en la sección de Jijona II, entre dos *hardground* sucesivos y entre la última superficie de discontinuidad y las calizas margosas que representan la reanudación de la sedimentación en la zona. El desarrollo de estos *hardgrounds* y de las brechas asociadas tuvo lugar en un “umbral pelágico”, es decir, en un área elevada, en relación a las zonas adyacentes, en la que reinaban bajísimas tasas de sedimentación (García-Hernández *et al.*, 1988). Los primeros materiales que se depositan en ésta zona descansan en relación de *onlap* sobre el último *hardground* y muestran ya una edad Campaniense superior. De este modo, la laguna sedimentaria representada por esta discontinuidad abarcaría unos 18 millones de años, faltando el registro del Turoniense, Coniaciense, Santoniense y buena parte del Campaniense.

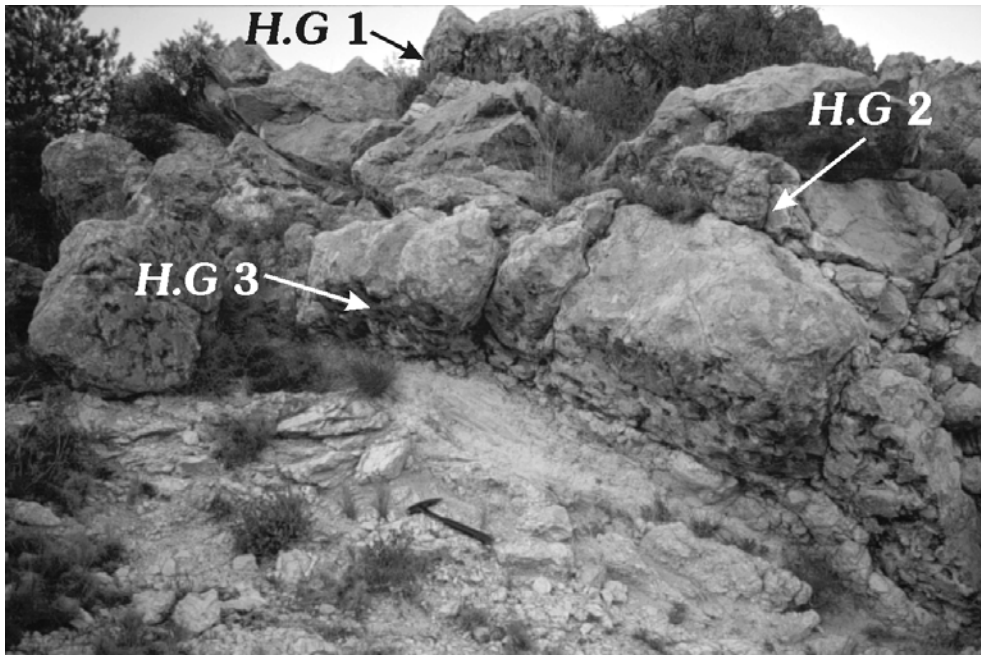


Figura 5.4.17. *Hardgrounds* desarrollados a techo del Cenomaniense superior en la sección complementaria “C”. Los depósitos calizomargosos claros que recubren la última superficie de discontinuidad tienen una edad Campaniense superior. Adviértase que la serie está invertida.

Sección de Torremanzanas

La sedimentación comprendida entre el Cenomaniense superior y el Maastrichtiense inferior corresponde a depósitos muy condensados, en los que, mediante un trabajo detallado, se ha reconocido el desarrollo de un primer *hardground*, que se describe aquí, al que se se superpone otro *hardground* que se tratará en el apartado correspondiente a la discontinuidad Santiense – Campaniense.

La discontinuidad reconocida a techo de las calizas ligeramente nodulares del Cenomaniense superior está representada por un *hardground* con numerosas perforaciones y muy ferruginizado. Esta discontinuidad está caracterizada por los siguientes aspectos:

- Bioturbación y perforaciones: La parte más alta de las calizas del Cenomaniense está afectada por abundantes bioturbaciones (*burrows*) de grueso diámetro y diferentes orientaciones. También se han reconocido numerosas perforaciones (*borings*) de menor tamaño, que suelen estar representados por tubos verticales muy sencillos con las paredes enriquecidas en óxidos de hierro.
- Ferruginización: Con la acumulación de óxidos de hierro en la superficie de discontinuidad y en las paredes de las bioturbaciones y perforaciones.
- Litificación y nodulización: Los últimos niveles de las calizas cenomanienses sufrieron procesos diagenéticos de litificación temprana y de nodulización, en relación a una parada en la sedimentación.

Asociada a una interrupción sedimentaria y a velocidades de sedimentación muy bajas, esta superficie sufrió inicialmente una intensa bioturbación (*burrows*), seguida de procesos de litificación temprana y nodulización, perforaciones (*borings*) y finalmente enriquecimiento en óxidos de hierro. Estos procesos pudieron solaparse parcialmente en el tiempo.

Esta superficie de discontinuidad se desarrolló, al igual que las descritas en la sección previa, en un umbral pelágico relativamente elevado respecto a las zonas adyacentes.

Discontinuidad Turoniense – Coniaciense (intra-Coniaciense)

Esta discontinuidad se ha reconocido en todas las secciones del sector en las que se ha analizado este intervalo temporal. El desarrollo de esta discontinuidad estuvo relacionado con un nuevo evento tectónico regional de menor entidad que provocó la reactivación de las fallas del

final del Cenomaniense y que dio lugar a una nueva reestructuración de la cuenca. El reflejo de este evento en el registro sedimentario de los puntos analizados muestra características muy similares, aunque el intervalo temporal representado por la discontinuidad varía ligeramente.

Sección de Jijona I y sección de Busot

En estas secciones, la discontinuidad se sitúa a techo de depósitos de edad Turoniense. Esta discontinuidad está marcada por un aumento en el contenido en terrígenos y por una ligera disminución en el espesor de los bancos (pasando de calizas en bancos decimétricos a calizas margosas estratificadas en bancos decimétricos a centimétricos). Estas variaciones en el contenido en terrígenos y en el espesor de los bancos serían el resultado de una reactivación de las grandes fallas cenomanienses, que dio lugar a un ligero aumento en el aporte de terrígenos que llegaban a la cuenca y a un nuevo reajuste de la geometría de este sector de la cuenca.

En Jijona I esta discontinuidad separa depósitos de edad Turoniense medio de depósitos de edad Coniaciense superior *p.p* en su base, faltando el registro correspondiente al Turoniense medio alto, Turoniense superior, Coniaciense inferior, Coniaciense medio y parte del Coniaciense superior.

En Busot el intervalo temporal que abarca esta discontinuidad es bastante más amplio. En esta sección la discontinuidad también se desarrolla sobre depósitos de edad Turoniense, pero los depósitos que descansan sobre la discontinuidad son más recientes y muestran una edad Santoniense medio. Así, faltaría el registro de parte del Turoniense, de todo el Coniaciense y de la parte inferior del Santoniense.

Discontinuidad Santoniense – Campaniense

Un nuevo evento tectónico dio lugar a una nueva reestructuración de la cuenca al final del Santoniense – principio del Campaniense. Este evento quedó reflejado en las secciones localizadas en las proximidades de las grandes fallas y en las áreas elevadas mediante el desarrollo de una discontinuidad. Sin embargo, en las zonas deprimidas, en aquellas áreas más alejadas de la influencia de las fallas, no se han reconocido rasgos que evidencien la existencia de esta discontinuidad y, al nivel de resolución bioestratigráfica alcanzado, parece que la sedimentación continuó sin verse particularmente afectada por este nuevo evento.

Esta discontinuidad se ha reconocido en la sección de Jijona II, en la sección de Busot y en la sección de Torremanzanas. La discontinuidad muestra unas características similares en las secciones correspondientes a las áreas elevadas (Busot y Torremanzanas), que actuaron como umbrales pelágicos, con muy bajas tasas de sedimentación y desarrollo de series condensadas, aunque la laguna sedimentaria es diferente.

Sección de Jijona II

La discontinuidad se sitúa a techo de la unidad Coniaciense *p.p.*- Santoniense. Esta discontinuidad en la sección de Jijona II se reconoce por un ligero aumento en el contenido en terrígenos y por una tenue disminución en el espesor de los bancos de los materiales de esta unidad respecto a la formación Aspe. De este modo, las calizas margosas estratificadas en bancos de espesor decimétrico de la unidad Coniaciense *p.p.*- Santoniense dan paso a las calizas margosas y margocalizas muy lajosas, en finos bancos centimétricos, de la formación Aspe. A pesar de que esta discontinuidad está marcada en esta sección por unos rasgos bastante difusos, el estudio de las asociaciones de foraminíferos planctónicos pone claramente de manifiesto esta discontinuidad. Así, este estudio bioestratigráfico ha revelado la ausencia de los depósitos de edad Campaniense inferior y Campaniense medio-bajo.

La parte alta de esta sección corresponde a depósitos formados en una zona deprimida muy próxima a una de estas grandes fallas que condicionaron la historia evolutiva de este sector (ver fig. 5.4.15). Este evento tectónico del final del Santoniense – principio del Campaniense provocó una reactivación de estas grandes fallas que tuvo su reflejo en los depósitos de las áreas próximas a estas fallas, mientras que las áreas más alejadas, aparentemente, no se vieron afectadas.

Sección de Busot

A techo de los depósitos de la unidad Coniaciense *p.p.* – Santoniense se ha reconocido una discontinuidad representada por una superficie muy bioturbada y muy rica en glauconita y fosfatos, tapizada con finas laminaciones estromatolíticas pelágicas fosfatadas (Chacón y Martín-Chivelet, 2001b, 2002) (fig. 5.4.18).

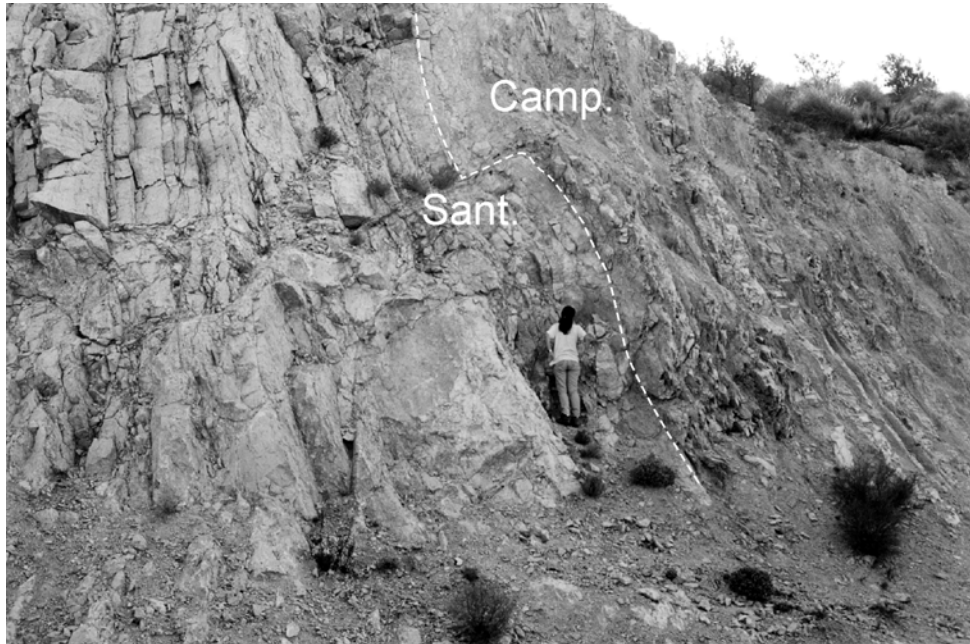


Figura 5.4.18. Aspecto de la sección de Busot en la que se ha reconocido la discontinuidad desarrollada a techo del Santoniense (marcada con una línea discontinua). Modificado de Chacón y Martín-Chivelet (2002).

Esta discontinuidad muestra en Busot las siguientes características:

- Ferruginización:** Enriquecimiento en óxidos de hierro de la superficie y de las paredes de las bioturbaciones.
- Bioturbación y perforaciones:** Esta superficie de *hardground* muestra numerosas estructuras de origen biogénico: bioturbaciones (*burrows*), es decir en sedimentos sin consolidar, y perforaciones (*borings*), en materiales litificados.
- Enriquecimiento en glauconita:** La superficie de discontinuidad y las paredes de la bioturbaciones y perforaciones, así como las laminaciones estromatolíticas muestran altos contenidos de glauconita autigénica.
- Litificación temprana:** Los depósitos de techo de la unidad Coniaciense *p.p.*-Santoniense sufrieron procesos de litificación temprana asociados a largos periodos caracterizados por muy bajas tasas de sedimentación.
- Desarrollo de laminaciones estromatolíticas pelágicas:** Cubriendo esta superficie de discontinuidad se han reconocido finas laminaciones estromatolíticas pelágicas. Se trata de laminaciones “microestromatolíticas” entre las que se han reconocido laminaciones microestromatolíticas laxas pobres en micrita y laminaciones micríticas densas, que pueden adoptar morfologías dómicas a escala milimétrica, según la nomenclatura propuesta por Krajewski (1983). Se ha reconocido también otro tipo de fábrica estromatolítica, definida por García-Cervigón *et al.* (1986-87) y Martín-Algarra y Vera (1994), en la que los foraminíferos incrustantes participan de forma activa en la construcción de la estructura (fig. 5.4.19).
- Precipitación de fosfato:** Tanto los depósitos de techo de la unidad Coniaciense *p.p.*-Santoniense como las laminaciones microestromatolíticas suelen estar enriquecidas en fosfato, probablemente debido al propio metabolismo microbiano.

Teniendo en cuenta que estos procesos pudieron solaparse, estos rasgos característicos de la discontinuidad en Busot debieron de producirse en el siguiente orden: 1. Interrupción sedimentaria; 2. Bioturbación (*burrows*); 3. Litificación temprana; 4. Perforaciones (*borings*) y ferruginización; 5. Desarrollo de las laminaciones microestromatolíticas y enriquecimiento en fosfatos; 6. Ferruginización.

Este *hardground* se desarrolló en un umbral pelágico, elevado respecto a su entorno y relativamente alejado del continente, en el que reinaban unas bajas tasas de sedimentación.

En Busot, esta superficie de discontinuidad representa un hiato sedimentario de unos 8 millones de años, faltando el registro del Santoniense superior alto, del Campaniense inferior y del Campaniense medio.

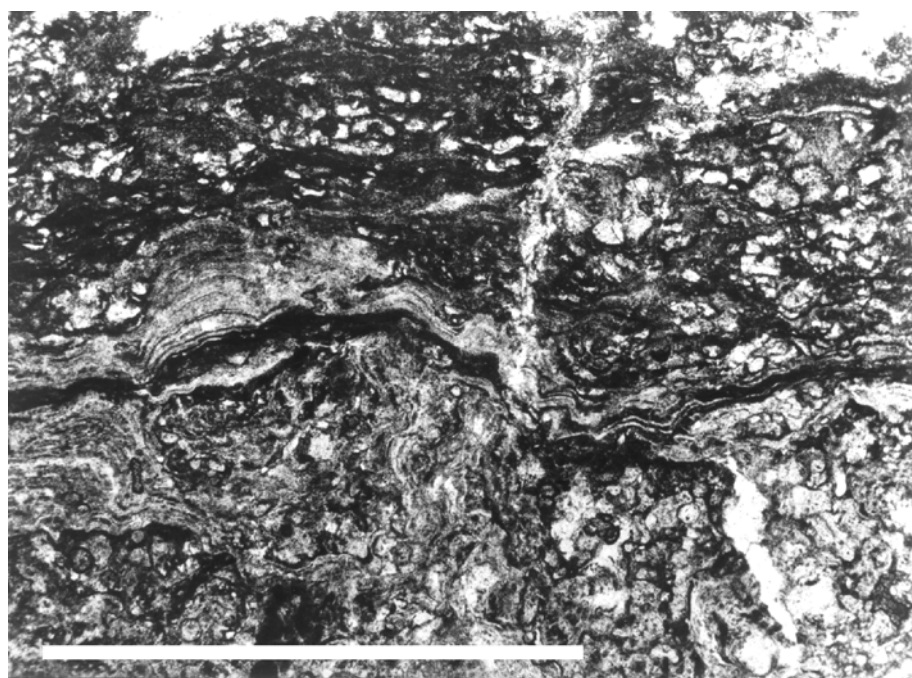


Figura 5.4.19. Imagen de las laminaciones microestromatolíticas pelágicas con foraminíferos incrustantes. Escala gráfica: 1 mm. Modificado de Chacón y Martín-Chivelet (2002).

Sección de Torremanzanas

Tal y como se ha especificado anteriormente, la sedimentación comprendida entre el Cenomaniense superior y el Maastrichtiense inferior en la sección de Torremanzanas está representada por sedimentos muy condensados. Sin embargo, cuando éstos se analizan en detalle, es posible reconocer la existencia de dos discontinuidades superpuestas, una primera, a techo del Cenomaniense (descrita anteriormente), y otra, que podría corresponder a la discontinuidad Santoniense – Campaniense.

Así, sobre el *hardground* a techo del Cenomaniense, se ha reconocido una costra de varios centímetros de espesor constituida por laminaciones estromatolíticas pelágicas y oncolitos, muy ferruginizada y muy rica en glauconita y en fosfatos (fig. 5.4.20). Los tapices microbianos se adaptaron a la paleotopografía existente, desarrollando en ocasiones pequeños montículos como el que se aprecia en la figura 5.4.20.

La discontinuidad Santoniense-Campaniense muestra en Torremanzanas características bastante similares a las observadas en Busot, pero, a diferencia de esta, en Torremanzanas las laminaciones estromatolíticas tienen un mayor desarrollo e incluyen también oncolitos.

Analizadas estas costras estromatolíticas en detalle, se ha observado que están formadas por laminaciones estromatolíticas a diferentes escalas, desarrolladas en varias etapas. Siguiendo la nomenclatura propuesta por Krajewski (1983), se han reconocido laminaciones estromatolíticas densas alternantes que incluyen algunos foraminíferos incrustantes, laminaciones estromatolíticas densas micríticas, laminaciones pobres en micrita, laminaciones microestromatolíticas laxas cupulares y laminaciones microestromatolíticas laxas arborescentes

(fig. 5.4.21). Entre estas laminaciones se han reconocido algunos foraminíferos planctónicos, cuyas cámaras suelen estar ocupadas por glauconita, calciesferas, clastos subredondeados de glauconita, abundantes partículas de composición fosfática y escasos terrígenos de muy pequeño tamaño. Estas laminaciones se analizaron también con el microscopio electrónico de barrido y se reconocieron láminas ricas en fosfatos con abundantes filamentos y estructuras capsulares de composición fosfática de origen bacteriano (ver fig. 5.4.22). Las laminaciones estromatolíticas no muestran *burrows*, incluyen foraminíferos incrustantes y muestran algunas fracturas. Todas estas características permitirían sugerir la litificación temprana submarina de estas laminaciones de acuerdo Dromart *et al.* (1994). Laminaciones estromatolíticas de características similares a las descritas en esta sección han sido reflejadas en trabajos previos como los desarrollados por Vera y Martín – Algarra (1994), Martín-Algarra y Sánchez-Navas (1995) y Krajewski *et al.* (2000), entre otros.

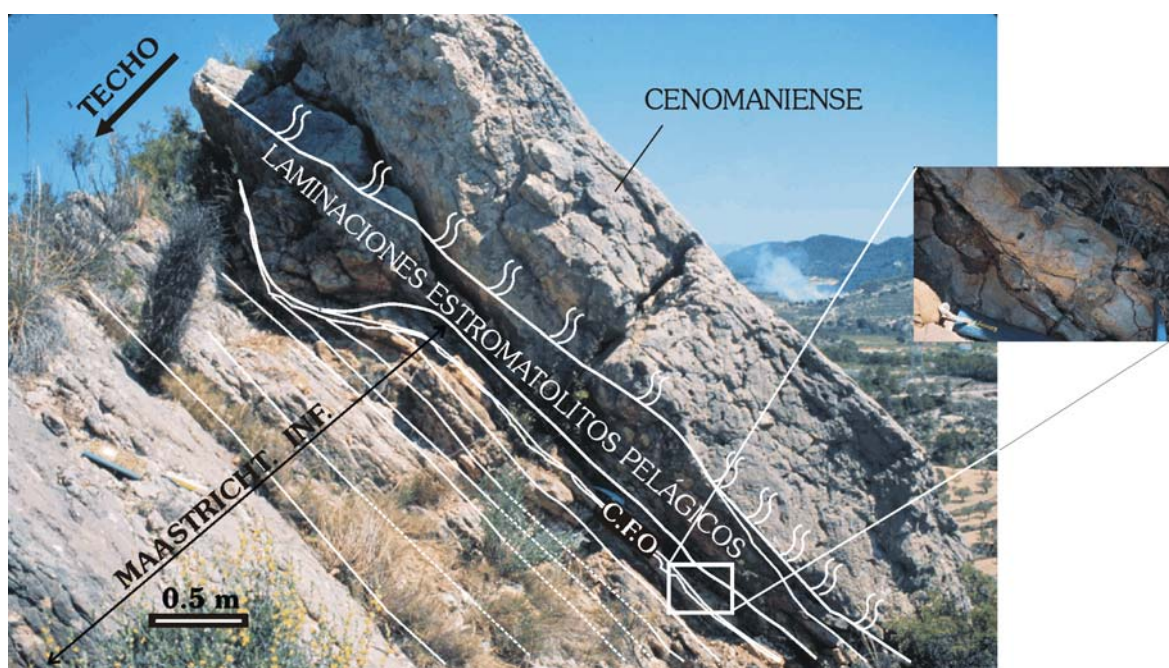


Figura 5.4.20. Aspecto general de la parte inferior de la sección de Torremanzanas en el que destaca el nivel de laminaciones estromatolíticas pelágicas desarrollado sobre el *hardground* a techo del Cenomaniense. También se ha resaltado una fina costra ferruginosa con oncolitos (**C.F.O.**) sobre el primer nivel de calizas del Maastrichtiense inferior de la fm. Aspe. Obsérvese cómo este nivel *onlapa* y recubre parcialmente el pequeño montículo estromatolítico y cómo los siguientes niveles del Maastrichtiense *onlapan* a su vez sobre el primer nivel del Maastrichtiense y sobre el montículo.

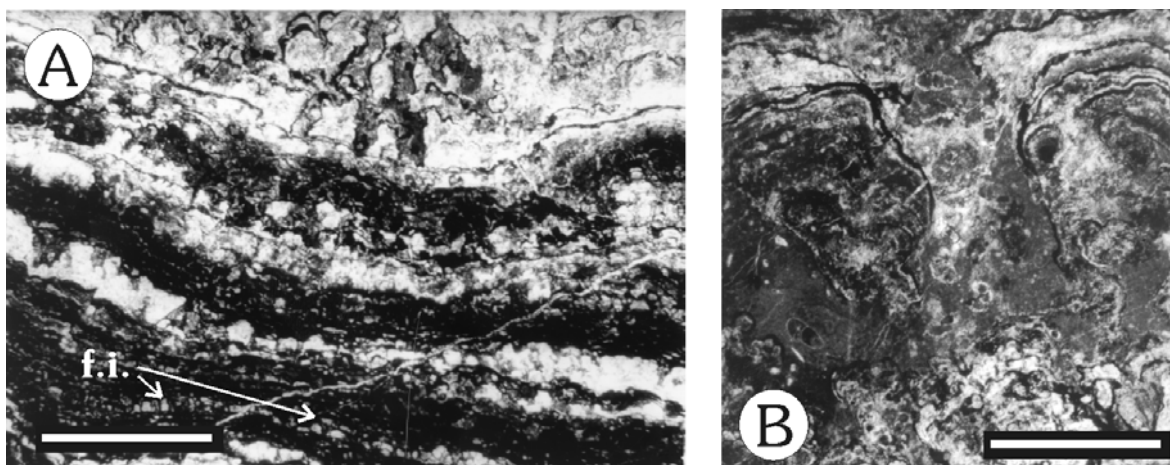


Figura 5.4.21. Dos ejemplos al microscopio petrográfico de las laminaciones estromatolíticas ricas en fosfato observadas en la sección de Torremanzanas. **A.** Laminaciones estromatolíticas densas que incluyen algunos foraminíferos incrustantes (**f.i.**). **B.** Laminaciones microestromatolíticas laxas cupulares. Escala gráfica: 1 mm.

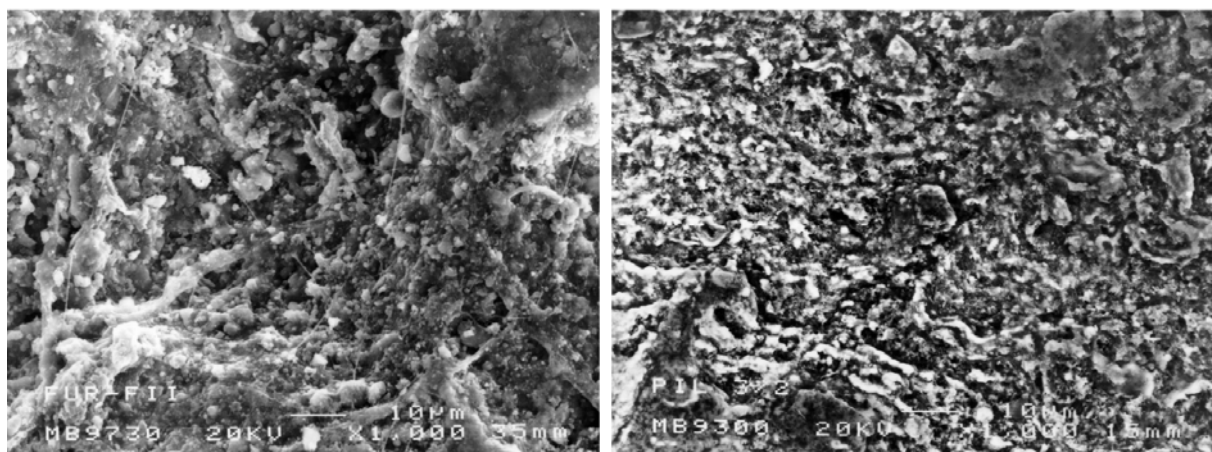


Figura 5.4.22. Estructuras filamentosas y capsulares de origen orgánico y composición fosfática que forman las laminaciones estromatolíticas. Microscopio electrónico de barrido.

En los oncolitos se han reconocido sucesivas etapas de desarrollo de laminaciones estromatolíticas, unas superpuestas a otras, con diferentes direcciones de crecimiento, recubriendo un núcleo que puede estar constituido por algún bioclasto o algún fragmento de roca, con una costra ferruginosa a su alrededor (fig. 5.4.23).

Teniendo en cuenta algunas de las propiedades que caracterizan esta discontinuidad, como el escaso espesor y la escasa continuidad lateral de los depósitos asociados y el desarrollo de laminaciones estromatolíticas pelágicas ricas en fosfato, que indican muy bajas velocidades de sedimentación, podríamos pensar que la sedimentación de esta unidad tuvo lugar en un umbral pelágico. El hecho de que se desarrollasen oncolitos indicaría unas condiciones de cierta energía, en relación, probablemente, con la actuación de corrientes sobre el umbral pelágico.



Figura 5.4.23. Oncolito constituido por un núcleo de calizas del Cenomaniense, intensamente bioturbadas y con una costra ferruginosa, recubierto por sucesivas etapas de crecimiento de laminaciones estromatolíticas pelágicas.

Tras la formación de la discontinuidad a techo del Cenomaniense en Torremanzanas, la sedimentación se reanudó en el Santoniense, aunque con muy bajas tasas de sedimentación. Esta sedimentación que comenzaba a reiniciarse se vió de nuevo interrumpida por otro evento

tectónico al final del Santoniense – principio del Campaniense, que provocó la reactivación de las fallas cenomanienses y que dio como resultado el desarrollo de una nueva parada en la sedimentación. Posteriormente, la sedimentación se reanuda durante el Campaniense superior terminal a Maastrichtiense inferior.

Discontinuidad intra-Campaniense

Esta discontinuidad se ha reconocido sólo en la sección de Torremanzanas. En esta sección se ha podido reconocer una pequeña discontinuidad interna que afecta a los primeros centímetros de la formación Aspe. Tapizando el primer nivel de calizas correspondiente a esta unidad, se ha observado una fina costra muy ferruginizada, con laminaciones estromatolíticas pelágicas y oncolitos (fig. 5.4.20). Este primer tramo, con calizas poco margosas rojizas, muy ricas en óxidos en hacia la base, se acuña lateralmente y muere contra el pequeño montículo estromatolítico. Los siguientes bancos *onlapan* sobre la costra rica en óxidos a techo de este primer nivel y sobre el montículo estromatolítico (ver fig. 5.4.20).

Esta discontinuidad estaría asociada a la reanudación de la sedimentación en este sector, aún bajo condiciones de bajas velocidades de sedimentación en sus primeros episodios.

Discontinuidad Maastrichtiense medio

La parte más alta del Cretácico no está bien representada en este sector y sólo se ha podido analizar este intervalo temporal en dos secciones, la sección de Busot y la de Torremanzanas. Estas dos secciones muestran una respuesta diferente al pequeño evento tectónico intra-Maastrichtiense.

Sección de Busot

En la sección de Busot se ha reconocido la presencia de una discontinuidad a techo de la formación Aspe. Esta discontinuidad está representada en esta sección por grandes estructuras de tipo *slump* a techo de la formación Aspe y por un importante cambio en la litología, pasando de las calizas ligeramente margosas de la formación Aspe a las margas de la Formación Raspay.

Esta discontinuidad estuvo probablemente asociada a un periodo de inestabilidad tectónica intra-Maastrichtiense, que dio lugar a un importante cambio en las condiciones de depósito, relacionado posiblemente con un nuevo cambio en la geometría de la cuenca. En Busot, la sedimentación tras este evento no se reanuda hasta el Maastrichtiense superior alto.

La laguna sedimentaria representada por esta discontinuidad abarca la parte más alta del Maastrichtiense inferior y la parte basal del Maastrichtiense superior, permitiendo datar esta discontinuidad como Maastrichtiense *medio*.

Sección de Torremanzanas

En la sección de Torremanzanas el paso de la formación Aspe a la Formación Raspay está marcado por un ligero incremento en el contenido en terrígenos y por un cambio en la coloración de los depósitos, pasando de las calizas ligeramente margosas de tonos salmón-rojizos de la formación Aspe a las calizas margosas blanco-beige de la parte inferior de la Fm. Raspay. Este aumento, más o menos marcado, en el contenido en terrígenos se ha reconocido en todas las secciones del área estudiada en las que se ha analizado este intervalo de tiempo. Aunque en esta sección de Torremanzanas no se han reconocido rasgos que pongan claramente de manifiesto la existencia de esta discontinuidad, este aumento en el contenido en terrígenos estaría relacionado con el evento que dio lugar al desarrollo de esta discontinuidad en otros sectores del área.

Discontinuidad Maastrichtiense terminal

La parte más alta del Maastrichtiense sólo ha podido ser analizada dentro de este sector en la sección de Torremanzanas. En esta sección, a techo de los depósitos de la Formación Raspay se ha reconocido la existencia de una discontinuidad de larga duración. En Torremanzanas, las margas rojas del Maastrichtiense superior alto no terminal quedan cubiertas directamente por margas de color beige que muestran ya una edad Eoceno medio (biozona P11

de foraminíferos planctónicos de Berggren *et al.*, 1995). De este modo, esta discontinuidad abarcaría la parte más alta del Maastrichtiense, todo el Paleoceno, el Eoceno inferior y la parte más baja del Eoceno medio, abarcando unos 20 millones de años. El desarrollo de la discontinuidad a techo del Maastrichtiense estuvo asociado, probablemente, con los eventos del final del Maastrichtiense reconocidos en otros puntos del área de estudio.

5.4.4. Evolución vertical

En este sector se han reconocido tres unidades limitadas, dependiendo del punto considerado, por discontinuidades o por sus conformidades correlativas: unidad Coniaciense *p.p.*-Santoniense, formación Aspe y Formación Raspay.

El depósito de la unidad Coniaciense *p.p.*-Santoniense comenzó en el Coniaciense superior en las áreas más alejadas de la influencia de las fallas (sección Jijona I), apoyándose sobre la discontinuidad desarrollada a techo de los depósitos del Turoniense. En las áreas elevadas (secciones de Busot y Torremanzanas), la sedimentación no se reanudó hasta el Santoniense y los primeros depósitos se apoyaron bien sobre la discontinuidad a techo del Turoniense o bien directamente sobre el *hardground* a techo del Cenomaniense. En las áreas situadas más distantes de las fallas, la sedimentación de la unidad tuvo lugar en un medio marino hemipelágico carbonático, bien oxigenado y situado por debajo de la zona fótica, tranquilo y con predominio de la decantación. Este medio recibía cantidades variables de terrígenos, muy bajas en las zonas alejadas de las fallas y algo mayores en las proximidades de dichas fallas. En estas áreas, donde la unidad tuvo su mayor desarrollo, se ha reconocido un aumento progresivo de los aportes de terrígenos de grano fino a muy fino hacia techo, posiblemente asociado a una progresiva somerización (fig. 5.4.24). Las áreas elevadas, por su parte, actuaron como umbrales pelágicos durante el depósito de esta unidad, con una sedimentación ralentizada y con escasos o nulos aportes de terrígenos.

El límite superior de la unidad Coniaciense *p.p.*- Santoniense estuvo marcado en todo el sector por el evento del final del Santoniense – comienzo del Campaniense. Este evento tuvo una respuesta diferente dependiendo de la situación dentro del sector de Jijona - Busot - Torremanzanas. Las áreas más alejadas de las grandes fallas no se vieron particularmente afectadas por este evento. Allí, aparentemente en continuidad sedimentaria con la unidad infrayacente, comenzó la sedimentación de la formación Aspe y el evento sólo quedó registrado por un ligero aumento en el aporte de terrígenos. Sin embargo, en las zonas más próximas a las fallas y en las áreas elevadas, este evento dio lugar también al desarrollo de una discontinuidad de duración variable. En las áreas próximas a las fallas (sección de Jijona II), la sedimentación tras este evento no se recupera hasta el Campaniense medio-alto. En las zonas elevadas de umbral pelágico, asociado a este evento del final del Santoniense, tuvo lugar el desarrollo de *hardgrounds* con laminaciones estromatolíticas pelágicas y la sedimentación no se reinició hasta más tarde, durante el Campaniense superior - Maastrichtiense inferior. En las áreas más distales, poco afectadas por el evento, la sedimentación de la formación Aspe se dio en un medio marino hemipelágico carbonático a mixto, de características similares a las que reinaron durante el depósito de la unidad previa, pero que recibía cantidades algo mayores de sedimentos de grano muy fino. En las zonas próximas a las fallas, la sedimentación tuvo lugar también en un medio marino abierto, bien oxigenado y por debajo de la zona fótica, pero que, a diferencia de las áreas más alejadas, recibía aportes mucho más importantes de terrígenos de grano fino y se desarrolló bajo unas condiciones muy inestables, con desarrollo de abundantes *slumps* y fallas sinsedimentarias. El desarrollo de estas estructuras sinsedimentarias pudo estar relacionado con pequeñas reactivaciones de las fallas que provocaron una cierta inestabilidad en sus proximidades. En las áreas elevadas, el depósito de esta unidad, a pesar de que en sus primeros episodios estuviese caracterizada por bajas tasas de sedimentación, supuso la reanudación de la sedimentación después de un largo periodo caracterizado por frecuentes interrupciones sedimentarias y desarrollo de depósitos condensados.

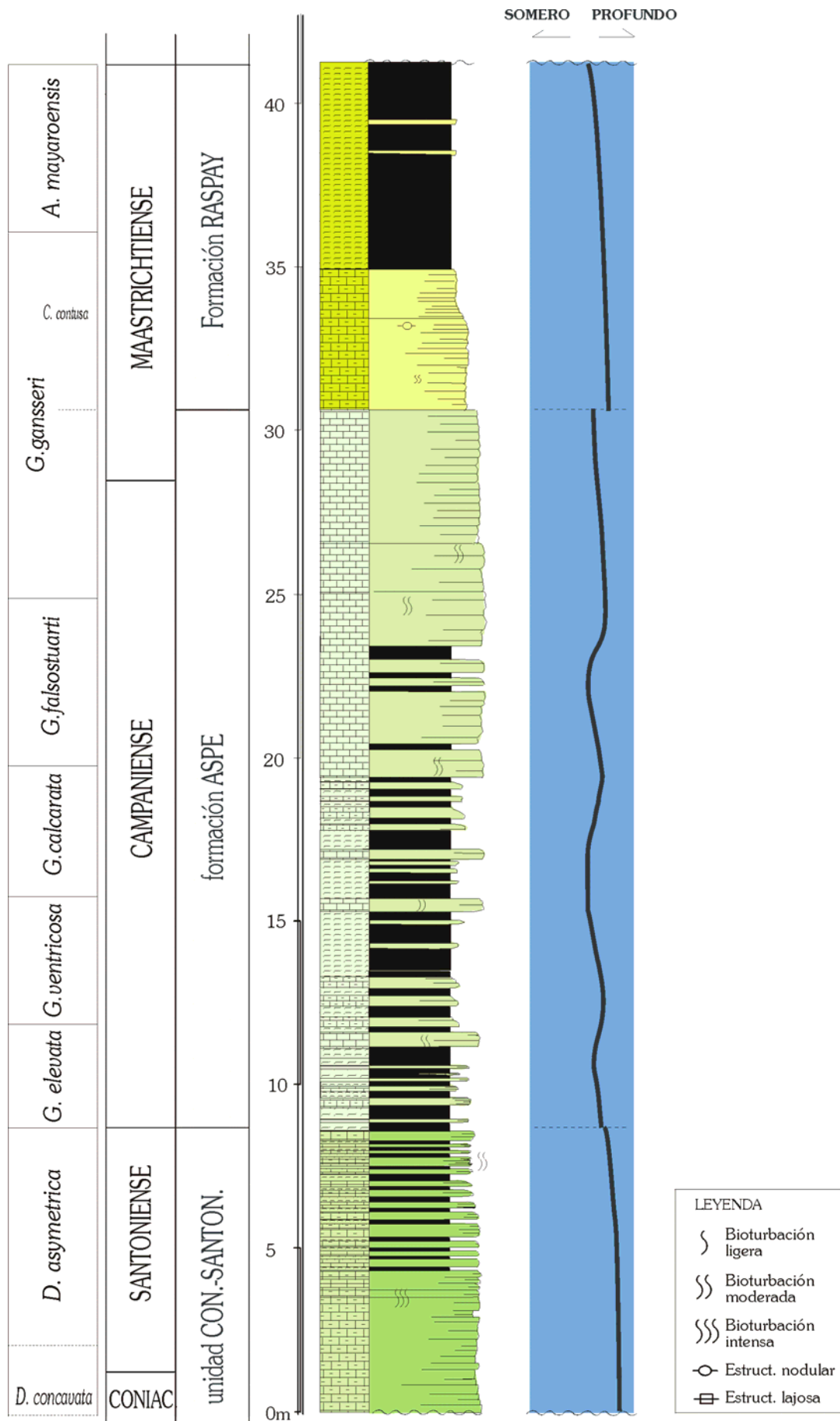


Figura 5.4.24. Columna sintética para el sector del Jijona – Busot – Torremanzanas y evolución en la vertical de las unidades reconocidas.

Para el conjunto de este sector se han reconocido al menos cuatro episodios de profundización-somerización en esta unidad (fig. 5.4.24).

Durante el Maastrichtiense *medio* tuvo lugar un nuevo evento. El registro de este evento y de la posterior sedimentación de la Formación Raspay solo se ha podido estudiar en las áreas que actuaron como umbrales pelágicos en etapas previas (secciones de Torremanzanas y Busot). En el área de Torremanzanas, la sedimentación continuó en un medio marino abierto y tranquilo, bien oxigenado y por debajo de la zona fótica, y este evento del Maastrichtiense *medio* quedó reflejado sólo por un ligero incremento en el flujo de terrígenos de grano fino. En el área de Busot, sin embargo, este evento del Maastrichtiense *medio* no sólo provocó variaciones en el aporte de terrígenos, sino que llevó asociado el desarrollo de una discontinuidad. La inestabilidad tectónica que reinó en Busot durante la mayor parte del depósito de la formación Aspe aumentó notablemente hacia el final del Maastrichtiense inferior en relación a este evento, originando el desarrollo de grandes estructuras de tipo *slump*. La sedimentación no se reanudó en esta zona hasta el Maastrichtiense superior medio-alto y tuvo lugar en un medio marino abierto hemipelágico mixto, bajo condiciones marinas de oxigenación y salinidad normales y a profundidades marinas batiales, algo superiores a las de la unidad infrayacente (fig. 5.4.24). Los depósitos de esta unidad reflejan un brusco aumento en la llegada de material siliciclástico en suspensión y siguen mostrando abundantes evidencias de deformación sinsedimentaria, que indicarían que la sedimentación de esta unidad continuó tras el evento bajo unas condiciones bastante inestables.

Los depósitos de la Formación Raspay están limitados a techo por el desarrollo de una discontinuidad en relación a un nuevo evento que tuvo lugar hacia el final del Maastrichtiense. Descansando directamente sobre esta discontinuidad se apoyan depósitos de edad Eoceno medio.

5.5. Sector de Aguas de Busot

La sección de Aguas de Busot se encuentra en las proximidades de la localidad de Busot, al pie de la carretera local que une dicha población con Aguas de Busot. La sección se ha levantado en una zona ligeramente deprimida rodeada de pequeñas elevaciones que no superan los 500 m de altitud, inmediatamente al sur del Cabezón de Oro. Se trata de una zona caracterizada por una gran complejidad tectónica, con estructuras de tendencia NE-SO a N-S.

El afloramiento estudiado queda incluido en la parte superior de la hoja nº 872 (Alicante) a escala 1:50.000.

Las coordenadas (Lambert) de la sección son:

Columna Aguas de Busot: base (x=886,5; y=437,7) y techo (x=886,6; y=437,9)

La serie estudiada en este afloramiento muestra una dirección NO-SE y buzamientos entre los 20 y los 30° hacia el NE. Se trata de una serie de 91 m de espesor que abarca materiales de edades comprendidas entre el Santoniense superior y el Ilerdiense.

Como base de la sección se han tomado los últimos depósitos aflorantes de la **unidad Coniaciense superior p.p. – Santoniense** (de edad aquí Santoniense superior). En esta área la unidad está constituida por calizas y calizas margosas de color beige a blanco, que muestran, en su conjunto, un ligero aumento en el contenido en arcillas hacia techo. El espesor analizado de esta unidad es de 3 m (fig. 5.5.1 A).

A techo se ha reconocido un pequeño tramo cubierto constituido, probablemente, por materiales de carácter margoso, que separa estos depósitos de los materiales de la unidad suprayacente. El paso de una a otra unidad tiene lugar de un modo aparentemente continuo, pasando de las calizas margosas lamosas de techo del Santoniense a las calizas margosas a muy margosas de edad Campaniense de la base de la formación Aspe.

La **formación Aspe** (Campaniense – Maastrichtiense inferior) muestra en esta región un carácter fundamentalmente carbonatado, con alternancias de calizas y calizas margosas de tonos que oscilan entre el beige y el salmón. Esta unidad presenta en esta sección un espesor de 73 m (fig. 5.5.1 A-C). A techo, esta unidad queda cortada por una falla oblicua a la estratificación, que dispone directamente sobre los depósitos cretácicos los materiales de la formación Pinoso.

La **Formación Pinoso** (Paleoceno terminal-Eoceno inferior) muestra en la sección de Aguas de Busot un espesor mínimo de 13 m (fig. 5.5.1 C), y está constituida por calizas margosas a muy margosas de tonos beige-gris, en sus niveles basales, y rojos muy intensos, en el resto de la unidad. Gracias a sus llamativos colores rojos y a la intensa bioturbación por la que se ve afectada, esta unidad es fácilmente reconocible. La unidad se apoya directamente, en contacto mecánico por falla, sobre las calizas de la unidad infrayacente.

Sobre los depósitos de esta unidad se apoyan materiales margocalizos de características sedimentológicas muy similares, también de tonos rojos y afectados por una intensa bioturbación. Sin embargo, el estudio bioestratigráfico de estos depósitos ha permitido reconocer la existencia de una discontinuidad entre ambos materiales que abarca la mayor parte del Eoceno inferior.

El techo de la sección de Aguas de Busot está constituido por estos materiales margocalizos, de edad Eoceno inferior alto, que se apoyan sobre la discontinuidad desarrollada a techo de la fm. Pinoso.

COLUMNA: AGUAS DE BUSOT (1)

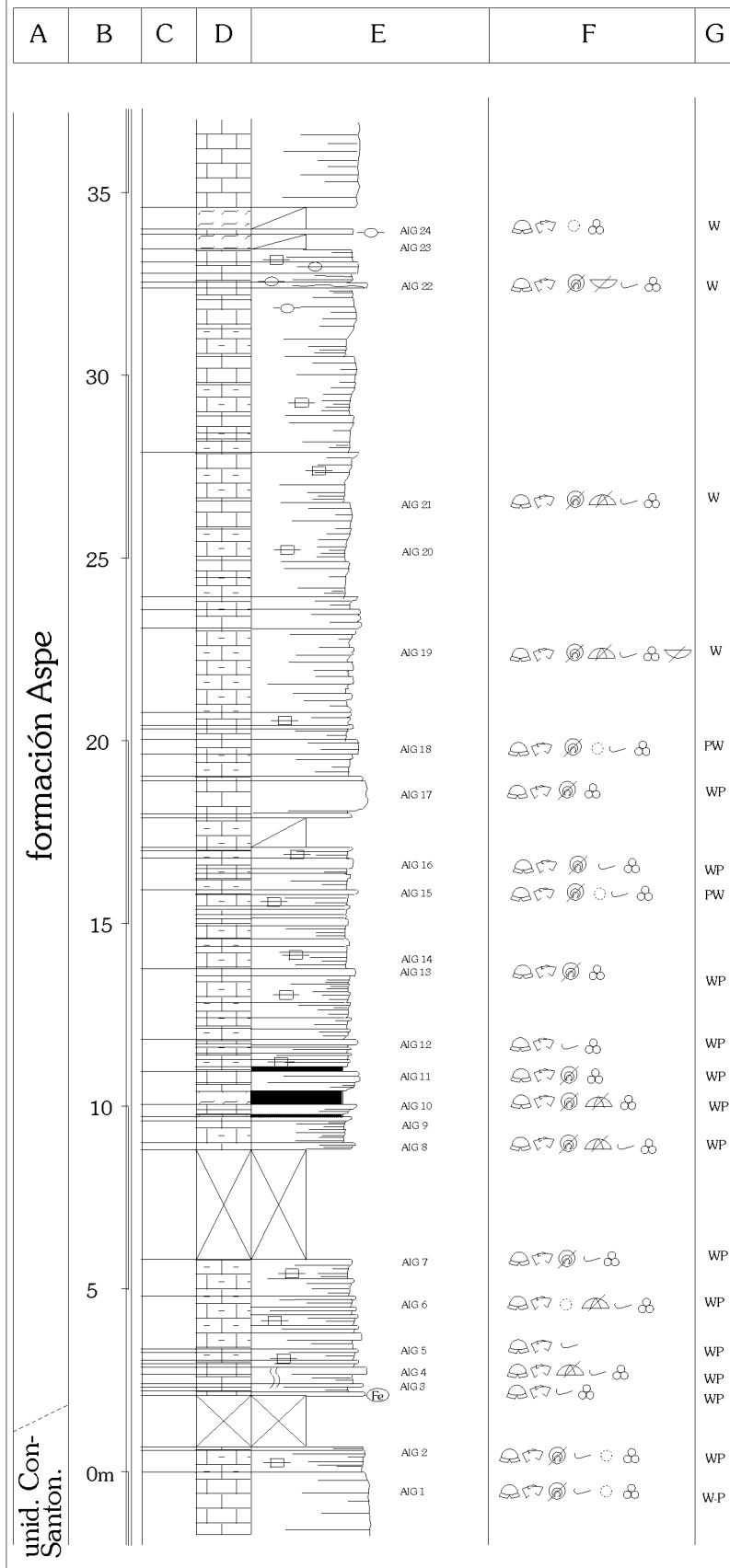


Figura 5.5.1 A. Columna estratigráfica de Aguas de Busot (continúa).

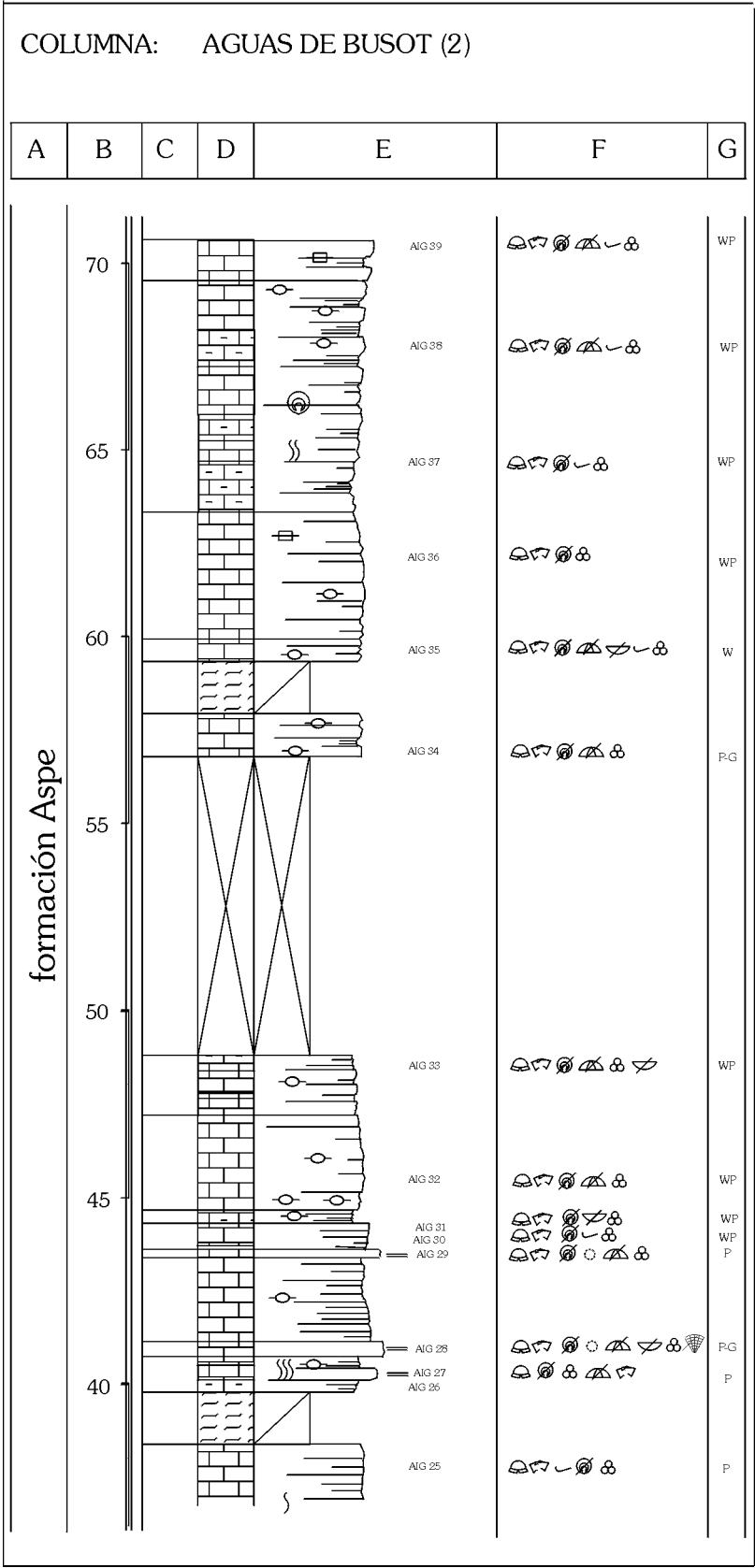


Figura 5.5.1 B. Columna estratigráfica de Aguas de Busot (continúa).

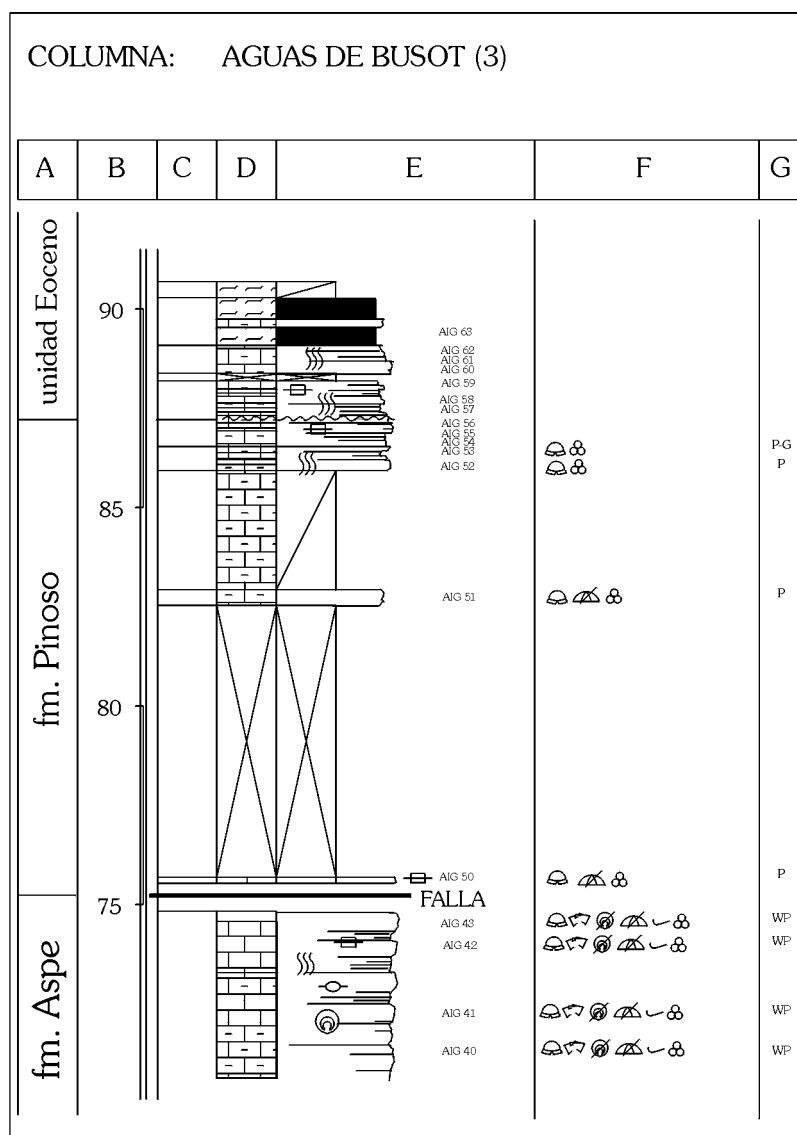


Figura 5.5.1 C. Columna estratigráfica de Aguas de Busot (continuación y final).

5.5.1. Sedimentología

Unidad Coniaciense superior p.p.– Santoniense

El espesor analizado de esta unidad está constituido por calizas de tonos beige a blanco, entre las que se intercalan finos niveles del mismo tono, ligeramente más ricos en arcillas.

En los depósitos analizados de esta unidad se ha reconocido una única asociación de facies, que caracteriza un ambiente marino abierto hemipelágico (fig. 5.5.2):


A	B	C	D	E	F
Unidad Coniaciense p.p.- Santoniense	Medio marino hemipelágico carbonático	A.1	Calizas y calizas margosas wackestone-packstone ↓ ⊕ ⊕ ↓	<1%	 ↑P/B

Figura 5.5.2. Características de la facies observada en los depósitos de edad Santoniense en la sección de Aguas de Busot. A) Unidad. B) Medio de sedimentación. C) Siglas asignadas a la facies. D) Denominación de la facies y su abundancia relativa (un asterisco supone una baja abundancia, dos, moderada y tres, alta). E) Contenido en granos de cuarzo y F) Contenido fósil y, en el extremo derecho, el grado de bioturbación.

Asociación de facies de ambientes hemipelágicos carbonáticos

Esta asociación está formada por la facies A.1, constituida por calizas y calizas margosas de tonos claros, beige a blanco, bien estratificadas en bancos de espesor decimétrico y de

aspecto frecuentemente lajoso. Estos depósitos están afectados por una ligera bioturbación, representada por pequeños tubos rellenos de material algo más rico en micrita y por escasas estructuras de tipo *Zoophycos*. Son biomicritas *wackestone* a *packstone*, de tamaño de grano fino (fig. 5.5.3), con bajas proporciones, inferiores al 1%, de granos de cuarzo de grano fino a muy fino. En detalle, en estos materiales se han reconocido finos bandeados curvos, en los que alternan niveles más ricos en bioclastos y niveles más micríticos.

Entre su contenido fósil destaca la presencia de inocerámidos, de abundantes foraminíferos planctónicos, algunos foraminíferos microbentónicos, ostrácodos y calciesferas. La relación entre los foraminíferos planctónicos y los bentónicos (P/B) es elevada (superior al 80%). El estado de conservación es bueno a muy bueno, aunque los inocerámidos están siempre fragmentados.

Incluidos en la facies, se han observado ocasionalmente pequeños cantos de composición fosfática y de glauconita sin oxidar, así como de abundantes cantitos opacos.

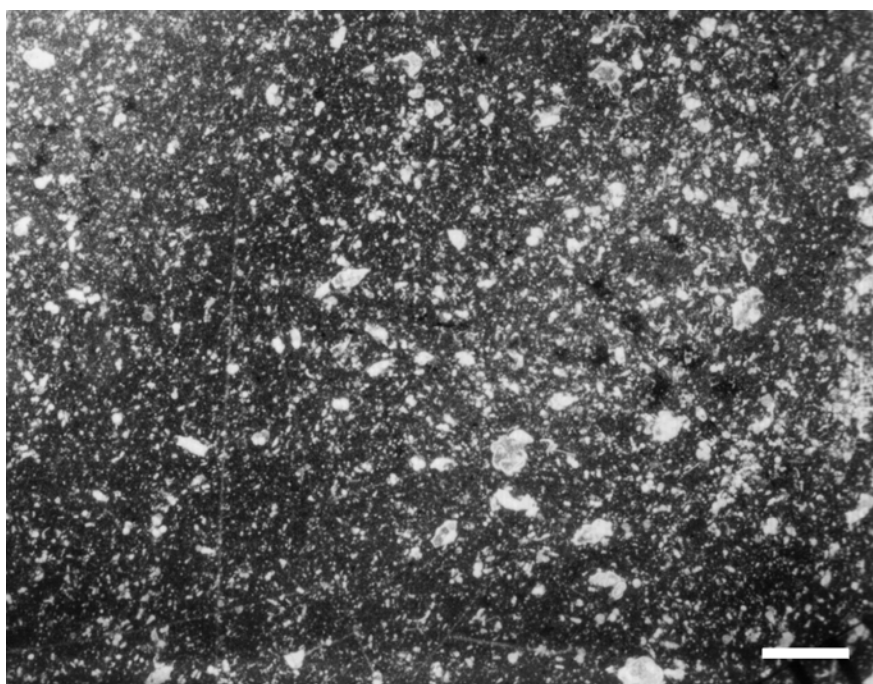


Figura 5.5.3. Facies A.1 de biomicritas de grano fino ricas en foraminíferos planctónicos. Escala gráfica: 1 mm.

Interpretación ambiental

La única estructura sedimentaria reconocida en esta asociación es la bioturbación, fundamentalmente de tipo *Zoophycos*. Los finos bandeados curvos alternantes, de niveles más bioclásticos y más micríticos, observados en la facies A.1 son el resultado de la actividad del organismo productor de esta estructura biogénica, que dejaba bandas alternantes de sedimento re TRABAJADO y no re TRABAJADO. Si bien la distribución paleoambiental de esta estructura de origen orgánico suele asociarse a fondos relativamente profundos y preferiblemente con bajas proporciones de oxígeno (Bottjer y Droser, 1992), la mera presencia de esta estructura no implica necesariamente que estos fondos estuviesen empobrecidos en oxígeno (Bromley y Ekdale, 1984). De hecho, la presencia de comunidades de organismos bentónicos en estos depósitos, así como los tonos claros, de beige a salmón, que los caracterizan, parecen indicar que se trataba de fondos bien oxigenados.

Por otra parte, el hecho de que estos materiales no incluyan organismos fotosintéticos o con simbiontes fotosintéticos, apuntaría a que su depósito tuvo lugar por debajo de la zona eufótica. El espesor de esta zona eufótica, zona bañada por la luz solar, varía mucho dependiendo de diversos factores, como la latitud y la turbidez de las aguas, pero, como media, la profundidad máxima de esta zona se sitúa entorno a los 150 m (Sturrock, 1996). Esto nos permite obtener una profundidad mínima para estos depósitos de 150 m.

La presencia de glauconita y de fosfatos en esta facies se explica como resultado del depósito en condiciones de velocidades de sedimentación relativamente bajas, en un ambiente oxidante con materia orgánica (Odin y Letolle, 1980; Allaby y Allaby, 1990).

Así, el depósito de estos materiales tuvo lugar en un medio marino abierto hemipelágico, bien oxigenado y situado por debajo de la zona fótica, en el que predominaba la decantación de fino material pelágico.

Formación Aspe

Unidad de naturaleza carbonática y aspecto bastante rítmico, constituida por alternancias de calizas a calizas margosas, margocalizas y margas (fig. 5.5.4).



Figura 5.5.4. Aspecto en campo de los primeros metros de la formación Aspe, constituidos por alternancias de bancos calizos con límites bastante netos y tramos de margocalizas. Escala gráfica: 50 cm.

Se ha reconocido una asociación de facies para esta unidad, constituida por cinco facies (fig. 5.5.5).





























A	B	C	D	E	F
fm. Aspe	Medio marino hemipelágico carbonático a mixto	B.1	<p>*** Biomicritas <i>wackestone</i> a <i>packstone</i></p> <p>  </p>	< 1%	<p>      </p> <p>↑P/B</p> <p>}-}}</p>
		B.2	<p>** Margocalizas beige - salmón</p> <p></p>		<p>      </p> <p>↑P/B</p> <p>}-}}</p>
		B.3	<p>* Margas rojas</p>		<p>      </p> <p>↑P/B</p> <p>}</p>
		B.4	<p>* Calcarenitas <i>packstone</i> a <i>grainstone</i> de grano medio con laminación cruzada muy tendida</p>	2%-6%	<p>      </p> <p>↑P/B</p>
		B.5	<p>* Calcarenitas <i>packstone</i> a <i>grainstone</i> de grano medio con laminación cruzada sigmoidal</p>		

Figura 5.5.5. Características de las facies reconocidas en la fm. Aspe en la sección de Aguas de Busot. A) Unidad. B) Medio de sedimentación. C) Siglas asignadas a la facies. D) Denominación de la facies y su abundancia relativa (un asterisco supone una baja abundancia, dos, moderada y tres, alta). E) Contenido en granos de cuarzo y F) Contenido fósil y, en el extremo derecho, el grado de bioturbación.

Asociación de facies de ambientes hemipelágicos carbonáticos a mixtos.

Está formada por alternancias de calizas a calizas ligeramente margosas y de margocalizas, entre las que aparecen intercalados algunos niveles de margas.

La facies B.1 corresponde a los depósitos más carbonáticos, constituidos por calizas y calizas algo margosas de color beige-blanco a salmón. Los materiales de esta facies están bien estratificados, en bancos de espesor decimétrico a centimétrico, con límites bastante netos y aspecto nodular hacia techo. La facies B.2. está formada por margocalizas de color beige claro a salmón, que se muestran en tramos de espesor decimétrico de aspecto bastante lajoso. La facies B.3 está constituida por margas de tonos rojos que aparecen intercaladas entre las margocalizas de la facies B.2 en finos bancos de espesor centimétrico a decimétrico.

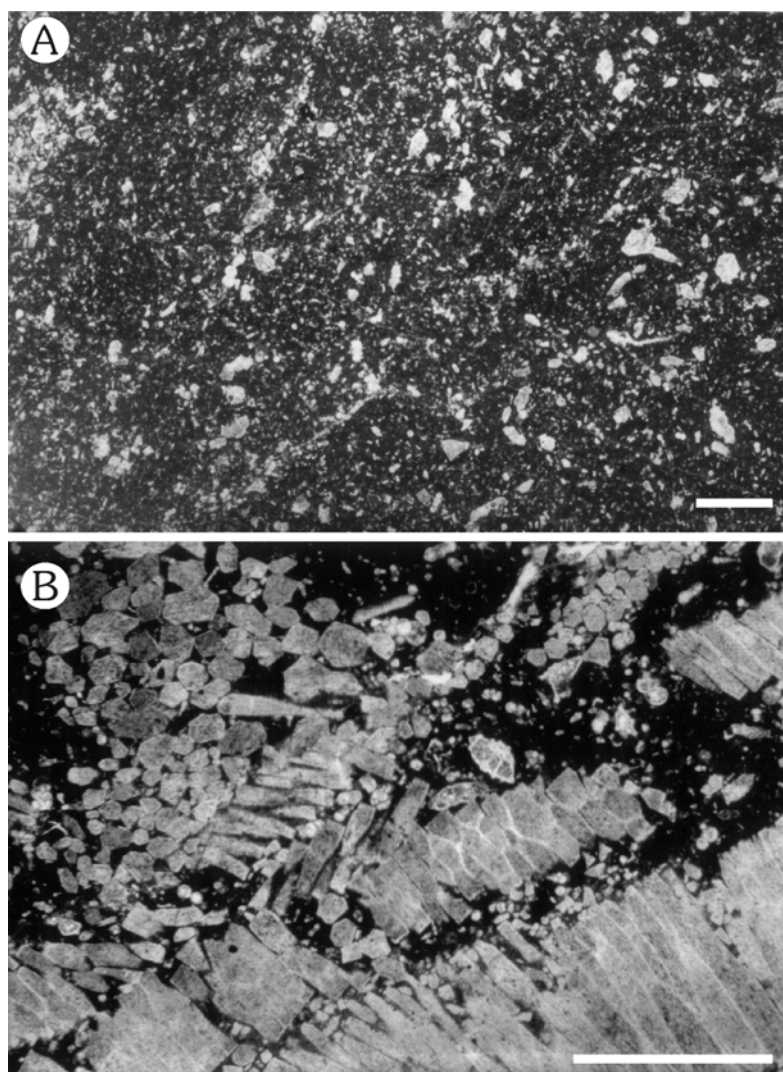


Figura 5.5.6. Dos ejemplos de las hemipelagitas de la facies B.1. **A.** Biomicritas de grano fino de la parte inferior de la unidad. **B.** Detalle de las biomicritas de los niveles altos de la unidad, muy ricas en restos de inocerámidos. Escala gráfica en ambas imágenes: 1 mm.

La estructura sedimentaria más abundante corresponde a la bioturbación, de ligera a intensa en las facies B.1 y B.2 más ricas en carbonato y ligera en las margas de la facies B.3. Está constituida por estructuras de tipo *Zoophycos* y por finos tubos (*burrows*). Los tramos más carbonáticos muestran una composición biomicrítica, de textura *wackestone* a *packstone* y tamaño de grano fino, con porcentajes muy bajos (inferiores siempre al 1%) de granos de cuarzo sub-redondeados a angulosos de tamaño arena fina (fig. 5.5.6). Estas biomicritas muestran finos bandeados curvos formados por niveles más micríticos y más bioclásticos alternantes correspondientes a la estructura orgánica *Zoophycos*. La asociación es rica en inocerámidos (especialmente en la parte superior de la unidad) (fig. 5.5.6), equínidos y otros bivalvos, además

de abundantes foraminíferos planctónicos, algunos foraminíferos microbentónicos de paredes principalmente calcáreas hialinas, calciesferas y ostrácodos. La relación planctónicos/bentónicos (P/B) es alta en todas las facies, superior siempre al 75%. El estado de conservación es bastante bueno, a pesar de que los macrofósiles, y algunos ostrácodos, suelen mostrar evidencias de desarticulación y fragmentación.

Hacia la parte media de la unidad se han reconocido niveles constituidos por calizas calcareníticas algo arenosas, de color beige a ocre, que aparecen en intercalaciones de espesor decimétrico de gran continuidad lateral (fig. 5.5.7). Estos niveles de calizas muestran límites bastante netos y ofrecen bastante resalte en el terreno, por lo que sirven como niveles guía. En estos bancos calcareníticos se han reconocido dos facies, la facies B.4 y la facies B.5. La facies B.4 ocupa la parte inferior de los bancos y está constituida por calizas calcareníticas de grano medio que muestran laminación cruzada muy tendida. La facies B.5 corresponde a los tramos más altos de los bancos calcareníticos y está formada por calizas calcareníticas de grano generalmente más fino con laminación cruzada sigmoidal originada por la migración de ripples.

Se trata de calcarenitas bioclásticas de textura *packstone* a *grainstone*, de tamaño medio a fino, con contenidos que oscilan entre 2 y el 6% de granos de cuarzo, de tamaño arena fina a media, y micas en muy baja proporción. Su contenido fósil incluye restos de inocerámidos y de otros bivalvos y de equínidos, junto con abundantes foraminíferos planctónicos (fundamentalmente de formas globosas de pequeño tamaño), foraminíferos microbentónicos (de pared calcárea hialina y aglutinada calcárea) y calciesferas. Este contenido fósil está algo fragmentado, fundamentalmente los macrofósiles. Estos bancos muestran una bioturbación ligera a moderada de tipo *Chondrites*.

Estas facies calcareníticas muestran características análogas a las descritas para los niveles contorníticos de la formación Aspe en la sección de Caravaca (ver apartado 5.9.1 y figura 5.9.5), aunque en relación a éstas muestran un menor desarrollo, limitados a un menor número de bancos de menor espesor, complicando esta circunstancia su interpretación.



Figura 5.5.7. Aspecto en campo de los niveles de calizas calcareníticas laminadas en la sección de Aguas de Busot.

Interpretación ambiental

Esta asociación de facies se formó en un medio marino abierto hemipelágico carbonático a mixto, de características muy similares a las detalladas para la unidad infrayacente, pero que recibía cantidades mayores de sedimentos de grano muy fino en suspensión y con depósitos de naturaleza calcarenítica. La asociación de foraminíferos microbentónicos que incluyen las facies B.1 a B.3, ha permitido obtener una aproximación a la paleobatimetría de estos depósitos, que indica profundidades similares o ligeramente superiores a las de la unidad infrayacente. Así, se obtiene una paleopropundidad batial superior, esto es, profundidades comprendidas entre los 200 y los 500-600 m, de acuerdo con Nyong y Olsson (1984) y van Morkhoven *et al.* (1986).

Los bandeados lineales a curvos, formados por niveles más ricos en micrita y niveles más ricos en bioclastos, reconocidos en esta asociación de facies, se interpretan como el resultado de la actividad del organismo productor de la estructura *Zoophycos*.

Los tramos más margosos (facies B.2 y B.3) reflejarían episodios caracterizados por una alta turbidez de las aguas debido a una importante entrada de sedimentos de grano muy fino en suspensión, mientras que la facies más carbonática (B.1) representaría episodios con menores aportes.

Las diferencias observadas en cuanto al contenido en terrígenos entre las facies B.1, B.2 y B.3, estarían registrando episodios caracterizados por una menor o mayor entrada de terrígenos de grano fino por corrientes procedentes de áreas más próximas a las zonas emergidas. Estos cambios en la entrada de terrígenos podrían ser la respuesta a variaciones de carácter climático y/o a variaciones en el nivel relativo del mar.

Las facies calcareníticas B.4 y B.5 muestran una clara orientación preferente de sus componentes que da lugar a una fina laminación. Esta fina laminación, junto con el hecho de que su contenido fósil muestre evidencias de fragmentación, apuntaría a que estos depósitos se formaron bajo unas condiciones de cierta energía y que sus componentes sufrieron transporte lateral por corrientes. El predominio de formas globosas entre los foraminíferos planctónicos podría responder a factores hidrodinámicos que dieron lugar a un transporte diferencial dependiendo de la morfología de los caparazones. Estos caparazones, de pequeño tamaño y formas globosas, serían transportados más lejos y durante más tiempo por estas corrientes.

Estos depósitos calcareníticos algo arenosos, finamente laminados y con un contenido fósil algo fragmentado, corresponderían posiblemente a depósitos asociados a corrientes tractivas de fondo que retocaban ocasionalmente los depósitos de estos medios marinos tranquilos y relativamente profundos.

Formación Pinoso

Esta unidad está constituida por calizas y calizas margosas, de tonos beige-gris en los primeros niveles aflorantes y de intensos colores rojos en el resto de la unidad.

Se ha reconocido una única asociación de facies para esta unidad, característica de medios marinos abiertos hemipelágicos.

Asociación de facies de ambientes hemipelágicos carbonáticos. Asociación formada por dos facies, la facies C.1 y la facies C.2 (fig. 5.5.8).












A	B	C	D	E	F
fm. Pinoso	Medio marino hemipelágico	C.1	* Biomicritas <i>wackestone</i> a <i>packstone</i> 	<1% ↑ P/B	   } ↑ P/B
		C.2	* * * Calcarenitas <i>packstone</i>    	1% - 5% ↑ P/B	   }-}} ↑ P/B

Figura 5.5.8. Características de las facies hemipelágicas de la fm. Pinoso en la sección de Aguas de Busot. Ver fig. 5.5.5. para leyenda.

La facies C.1 corresponde a los niveles basales de la unidad, constituidos por calizas y calizas ligeramente margosas de color beige a gris, estratificadas en bancos de espesor decimétrico a centimétrico y de aspecto algo lajoso. Estas calizas están afectadas por una ligera bioturbación. Se trata de biomicritas *wackestone* a *packstone* de grano muy fino, con porcentajes siempre inferiores al 1% de granos de cuarzo de tamaño arena muy fina a limo.

La facies C.2 es la más abundante y está formada por calizas y calizas margosas de tonos rojos intensos, estratificadas en bancos centimétricos que muestran un aspecto lajoso a nodular. La única estructura sedimentaria que se reconoce en estos materiales corresponde a la bioturbación (fig. 5.5.9), de ligera a muy intensa, constituida fundamentalmente por *Zoophycos*, aunque también se reconocen pequeños tubos de escasos milímetros de diámetro y, en la parte alta de la unidad, gruesos tubos de varios centímetros de diámetro (ver fig. 5.5.9 B), que se

cortan tridimensionalmente en todas las direcciones, superpuestos a las bioturbaciones de tipo *Zoophycos*. Son calcarenitas *packstone* de grano muy fino a fino (fig. 5.5.10), con contenidos variables (entre el 1 y el 5%) de granos de cuarzo subredondeados a angulosos.

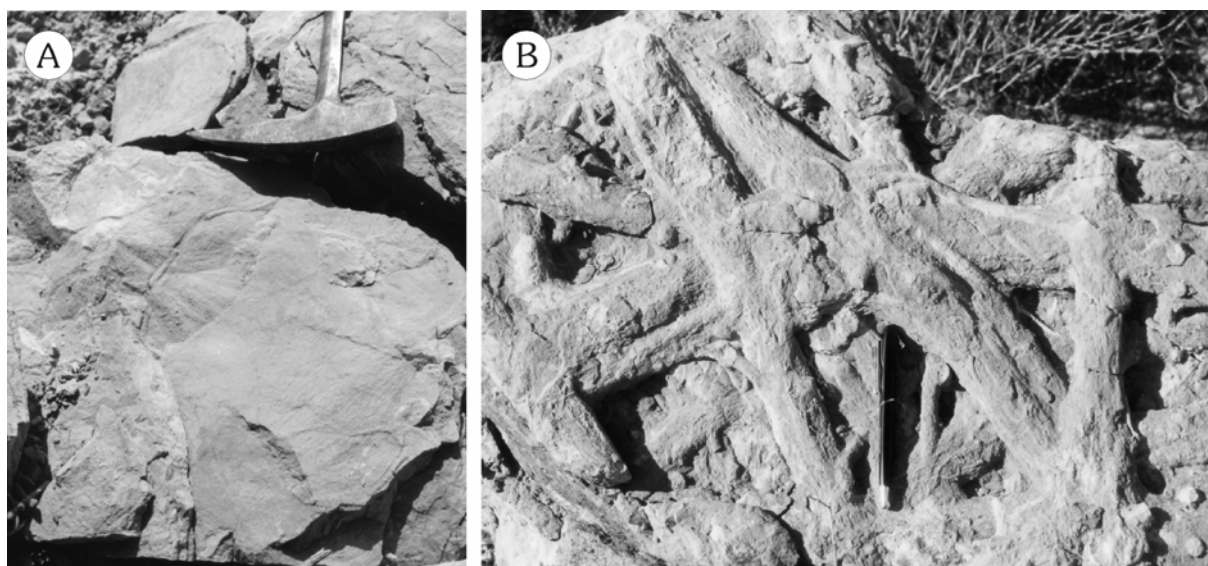


Figura 5.5.9. Bioturbaciones reconocidas en la facies C.2 de la formación Pinoso en Aguas de Busot. **A.** Bioturbación de tipo *Zoophycos*. **B.** Bioturbación en gruesos tubos.

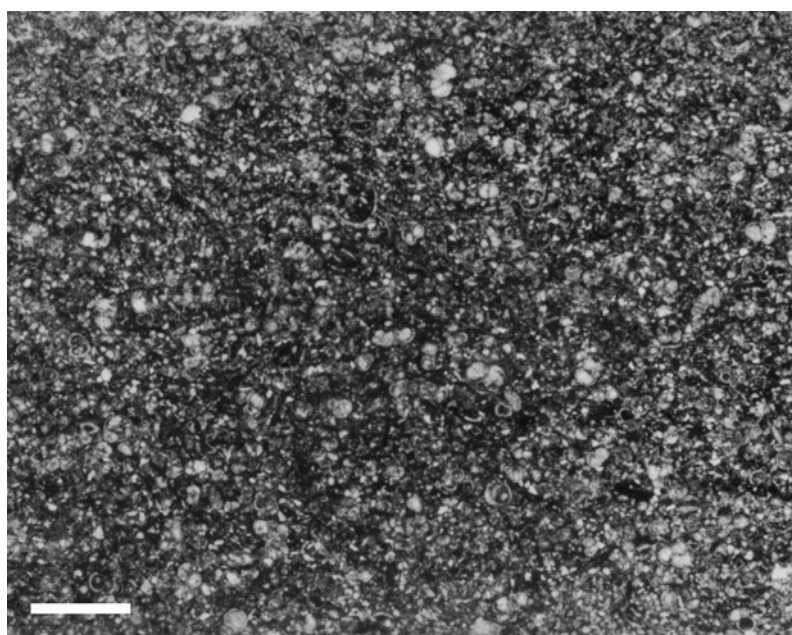


Figura 5.5.10. Ejemplo de las facies hemipelágicas de la fm. Pinoso. Calcarenitas *packstone* con abundantes foraminíferos planctónicos. Escala gráfica: 1 mm.

El contenido fósil de estas dos facies está casi exclusivamente formado por numerosos foraminíferos planctónicos, junto con algunos restos de equínidos y foraminíferos bentónicos (de pequeño tamaño y paredes calcáreas hialinas y aglutinadas calcáreas con algunos terrígenos). La relación P/B en estos depósitos es alta (superior al 75%). El grado de conservación del contenido fósil es bastante variable. Mientras que en algunas muestras los bioclastos muestran una conservación media a buena, en otras la disolución parece haber sido bastante intensa. También se han reconocido partículas muy micritizadas y restos fosfatizados que no se han podido identificar. Estos materiales incluyen abundantes cantitos de composición fosfática y escasas

partículas sub-redondeadas de glauconita oxidada. Son ricos en óxidos de hierro, que llegan a ser bastante abundantes y tiñen de color rojo estos materiales.

Interpretación ambiental

El depósito de esta unidad se interpreta que tuvo lugar en un medio hemipelágico carbonático, relativamente profundo y bien oxigenado, como así lo demuestra la presencia de organismos bastante exigentes en cuanto a las condiciones ambientales (como los equínidos), una comunidad bentónica bastante abundante habitando estos fondos marinos y numerosas estructuras de bioturbación. Los intensos tonos rojos que caracterizan la mayor parte de la unidad (facies C.2), debido a la presencia de abundantes óxidos de hierro, indicarían que sufrió diagénesis temprana bajo condiciones oxidantes en un ambiente marino relativamente profundo, de acuerdo con los estudios de Eren y Kadir (1999).

La presencia de abundantes cantitos de tamaño arena a limo de fosfatos y algunos de glauconita en los depósitos de la parte superior de la unidad (facies C.2) indicaría que su depósito estuvo caracterizado por velocidades de sedimentación bajas, que permitieron la formación de estos minerales autigénicos durante la diagénesis temprana.

Los materiales de esta unidad no incluyen organismos fotosintéticos, por lo que se deduce que su depósito tuvo lugar por debajo de la zona fótica, esto es, a profundidades superiores a los 150 m, según las estimaciones de Sturrock (1996).

Los finos bandeados reconocidos en las calcarenitas corresponden a bioturbaciones de tipo *Zoophycos*. La distribución ambiental de estas estructuras suele estar condicionada por los niveles de oxígeno, de modo que estas estructuras suelen darse en ambientes empobrecidos en oxígeno. Sin embargo, como se ha citado anteriormente, el resto de las evidencias señalan una interfase sedimento-agua bien oxigenada.

La marcada bioturbación que afecta a la parte superior de la unidad (representada por la facies C.2) lleva a pensar que la tasa de sedimentación se mantuvo baja durante todo su depósito. Esta intensa bioturbación dio como resultado la homogeneización de estos depósitos, borrando las posibles estructuras previas. El predominio de las texturas *packstone* en estos depósitos, sería el resultado, por una parte de la intensa bioturbación y por otro, probablemente, de la acción de corrientes que retrabajaron y lavaron el sedimento de grano más fino.

5.5.2. Biocronoestratigrafía

Para el estudio bioestratigráfico de los depósitos de la sección de Aguas de Busot se han analizado las asociaciones de foraminíferos planctónicos, tanto en levigado como en lámina delgada (fig. 5.5.11 y láminas 1-3 y 8-12 del apéndice fotográfico).

También se han estudiado las asociaciones de foraminíferos microbentónicos, que a pesar de que no ofrecen una datación tan precisa como los foraminíferos planctónicos, si aportan una primera aproximación a la edad de los depósitos y una información paleobatimétrica muy interesante.

Unidad Coniaciense superior p.p.– Santoniense

Se ha reconocido la siguiente asociación:

Foraminíferos planctónicos: Para los últimos metros aflorantes estudiados de esta unidad se ha reconocido la parte alta de la biozona de *Dicarinella asymetrica*.

Biozona de *Dicarinella asymetrica* (parte superior) Biozona de rango total. Se han identificado los siguientes taxones (fig. 5.5.11):

- Contusotruncana fornicata* (PLUMMER, 1931)
- Dicarinella asymetrica* (SIGAL, 1952)
- Dicarinella concavata* (BROTZEN, 1934)
- Dicarinella primitiva* (DALBIEZ, 1955)
- Globigerinelloides* sp.
- Globotruncana arca* (CUSHMAN, 1926)
- Globotruncana bulloides* VOGLER, 1941
- Globotruncana linneiana* (D'ORBIGNY, 1839)

Globotruncana orientalis EL NAGGAR, 1966
Globotruncanita stuartiformis (DALBIEZ, 1955)
Hedbergella sp.
Heterohelix sp.
Marginotruncana coronata (BOLLI, 1945)
Marginotruncana marginata (REUSS, 1845)
Marginotruncana schneegansi (SIGAL, 1952)

Interpretación cronoestratigráfica

Los últimos metros aflorantes de la unidad Coniaciense superior p.p. – Santiense se han incluido en la parte alta de la biozona de *Dicarinella asymetrica*, de acuerdo con Robaszynski *et al.* (2000). Esta parte de la biozona se caracteriza por la primera presencia de numerosas formas del género *Globotruncanita* (p.ej. *Globotruncanita stuartiformis*) y del género *Globotruncana* (como *Globotruncana linneiana* y *Globotruncana arca*) y por una marcada disminución en la abundancia de los géneros *Marginotruncana* y *Dicarinella*.

A esta parte superior de la biozona le corresponde una edad Santiense superior terminal según el cuadro biocronoestratigráfico de Hardenbol *et al.* (1998a).

Formación Aspe

Foraminíferos planctónicos: De base a techo de la unidad se han reconocido las biozonas de *Globotruncanita elevata*, *Globotruncana ventricosa*, *Globotruncanita calcarata*, *Globotruncana falsostuarti* y la parte inferior-media de la biozona de *Gansserina gansseri*.

Biozona de *Globotruncanita elevata*: Biozona de rango parcial. La biozona de *G. elevata* está definida por la presencia de los siguientes taxones (fig. 5.5.11):

Archaeoglobigerina sp.
Contusotruncana fornicata (PLUMMER, 1931)
Contusotruncana patelliformis (GANDOLFI, 1955)
Globigerinelloides sp.
Globotruncana arca (CUSHMAN, 1926)
Globotruncana bulloides VOGLER, 1941
Globotruncana linneiana (D'ORBIGNY, 1839)
Globotruncana orientalis EL NAGGAR, 1966
Globotruncanita elevata (BROTZEN, 1934)
Globotruncanita stuartiformis (DALBIEZ, 1955)
Hedbergella sp.
Hedbergella holmdelensis OLSSON, 1964
Heterohelix sp.
Marginotruncana sp.
Marginotruncana schneegansi (SIGAL, 1952)
Pseudotextularia sp.
Schackoina sp.

Biozona de *Globotruncana ventricosa*: Biozona de intervalo. Se han reconocido los siguientes géneros y especies (fig. 5.5.11):

Archaeoglobigerina sp.
Contusotruncana fornicata (PLUMMER, 1931)
Contusotruncana patelliformis (GANDOLFI, 1955)
Globigerinelloides sp.
Globotruncana arca (CUSHMAN, 1926)
Globotruncana bulloides VOGLER, 1941
Globotruncana linneiana (D'ORBIGNY, 1839)
Globotruncana mariei BANNER Y BLOW, 1960
Globotruncana orientalis EL NAGGAR, 1966
Globotruncana ventricosa WHITE, 1928

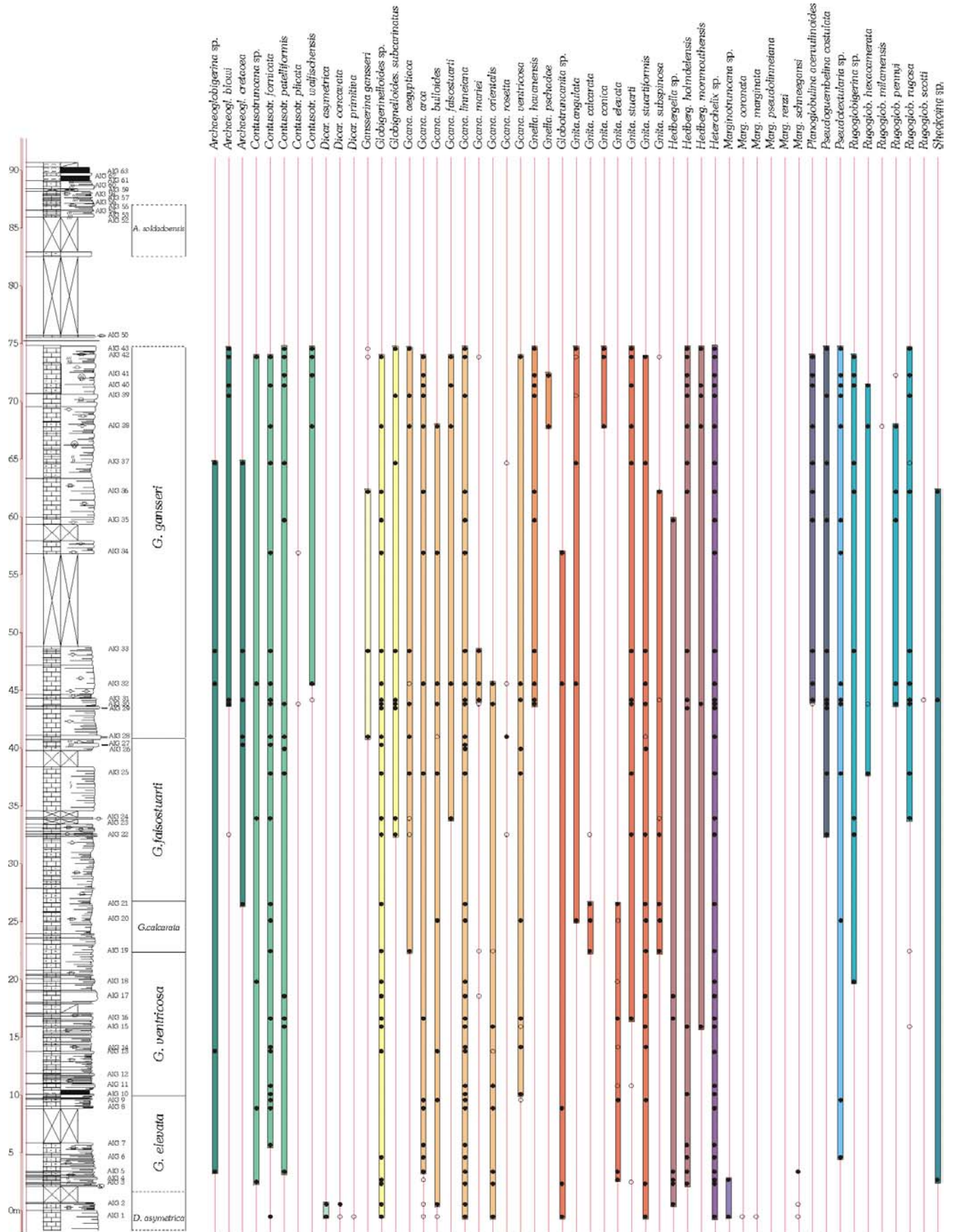


Figura 5.5.11. Cuadro bioestratigráfico con los rangos de distribución de los foraminíferos planctónicos en la sección de Aguas de Busot.

Globotruncanita elevata (BROTZEN, 1934)
Globotruncanita stuarti (DE LAPPARENT, 1918)
Globotruncanita stuartiformis (DALBIEZ, 1955)
Globotruncanita subspinoso (PESSAGNO, 1960)
Hedbergella sp.
Hedbergella holmdelensis OLSSON, 1964
Hedbergella monmouthensis (OLSSON, 1960)
Heterohelix sp.
Pseudotextularia sp.
Rugoglobigerina sp.
Rugoglobigerina rugosa (PLUMMER, 1926)
Schackoina sp.

Biozona de *Globotruncanita calcarata*: Biozona de rango total. Se han reconocido los siguientes taxones (fig. 5.5.11):

Archaeoglobigerina sp.
Archaeoglobigerina cretacea (D'ORBIGNY, 1940)
Contusotruncana fornicata (PLUMMER, 1931)
Contusotruncana patelliformis (GANDOLFI, 1955)
Globigerinelloides sp.
Globotruncana aegyptiaca NAKKADY, 1950
Globotruncana arca (CUSHMAN, 1926)
Globotruncana bulloides VOGLER, 1941
Globotruncana linneiana (D'ORBIGNY, 1839)
Globotruncana mariei BANNER Y BLOW, 1960
Globotruncana orientalis EL NAGGAR, 1966
Globotruncana ventricosa WHITE, 1928
Globotruncanita angulata TILEV, 1951
Globotruncanita calcarata (CUSHMAN, 1927)
Globotruncanita elevata (BROTZEN, 1934)
Globotruncanita stuarti (DE LAPPARENT, 1918)
Globotruncanita stuartiformis (DALBIEZ, 1955)
Globotruncanita subspinoso (PESSAGNO, 1960)
Hedbergella sp.
Hedbergella holmdelensis OLSSON, 1964
Hedbergella monmouthensis (OLSSON, 1960)
Heterohelix sp.
Pseudotextularia sp.
Rugoglobigerina sp.
Schackoina sp.

Biozona de *Globotruncana falsostuarti*: Biozona de rango parcial. Esta biozona queda definida por la presencia de los siguientes taxones (fig. 5.5.11):

Archaeoglobigerina sp.
Archaeoglobigerina cretacea (D'ORBIGNY, 1940)
Contusotruncana fornicata (PLUMMER, 1931)
Contusotruncana patelliformis (GANDOLFI, 1955)
Globigerinelloides sp.
Globigerinelloides subcarinatus (BRÖNNIMANN, 1952)
Globotruncana aegyptiaca NAKKADY, 1950
Globotruncana arca (CUSHMAN, 1926)
Globotruncana bulloides VOGLER, 1941
Globotruncana falsostuarti SIGAL, 1952
Globotruncana linneiana (D'ORBIGNY, 1839)
Globotruncana orientalis EL NAGGAR, 1966
Globotruncana rosetta (CARSEY, 1926)
Globotruncana ventricosa WHITE, 1928

Globotruncanita angulata TILEV, 1951
Globotruncanita stuarti (DE LAPPARENT, 1918)
Globotruncanita stuartiformis (DALBIEZ, 1955)
Globotruncanita subspinoso (PESSAGNO, 1960)
Hedbergella sp.
Hedbergella holmdelensis OLSSON, 1964
Hedbergella monmouthensis (OLSSON, 1960)
Heterohelix sp.
Pseudoguembelina costulata (CUSHMAN, 1938)
Pseudotextularia sp.
Rugoglobigerina hexacamerata BRÖNNIMANN, 1952
Rugoglobigerina rugosa (PLUMMER, 1926)
Rugoglobigerina sp.
Schackoina sp.

Biozona de *Gansserina gansseri* (parte inferior-media): Biozona de intervalo. Se ha reconocido la parte inferior-media de la biozona, definida por la presencia de los siguientes taxones (fig. 5.5.11):

Archaeoglobigerina sp.
Archaeoglobigerina blowi PESSAGNO, 1967
Archaeoglobigerina cretacea (D'ORBIGNY, 1940)
Contusotruncana fornicata (PLUMMER, 1931)
Contusotruncana patelliformis (GANDOLFI, 1955)
Contusotruncana walfischensis (TODD, 1970)
Gansserina gansseri (BOLLI, 1951)
Globigerinelloides sp.
Globigerinelloides subcarinatus (BRÖNNIMANN, 1952)
Globotruncana aegyptiaca NAKKADY, 1950
Globotruncana arca (CUSHMAN, 1926)
Globotruncana bulloides VOGLER, 1941
Globotruncana falsostuarti SIGAL, 1952
Globotruncana linneiana (D'ORBIGNY, 1839)
Globotruncana mariei BANNER Y BLOW, 1960
Globotruncana orientalis EL NAGGAR, 1966
Globotruncana rosetta (CARSEY, 1926)
Globotruncana ventricosa WHITE, 1928
Globotruncanella havanensis (VOORWIJK, 1937)
Globotruncanella pschadae (KELLER, 1946)
Globotruncanita angulata TILEV, 1951
Globotruncanita conica (WHITE, 1928)
Globotruncanita stuarti (DE LAPPARENT, 1918)
Globotruncanita stuartiformis (DALBIEZ, 1955)
Globotruncanita subspinoso (PESSAGNO, 1960)
Hedbergella sp.
Hedbergella holmdelensis OLSSON, 1964
Hedbergella monmouthensis (OLSSON, 1960)
Heterohelix sp.
Planoglobulina acervulinoides (EGGER, 1899)
Pseudoguembelina costulata (CUSHMAN, 1938)
Pseudotextularia sp.
Rugoglobigerina hexacamerata BRÖNNIMANN, 1952
Rugoglobigerina milamensis SMITH Y PESSAGNO, 1973
Rugoglobigerina pennyi BRÖNNIMANN, 1952
Rugoglobigerina rugosa (PLUMMER, 1926)
Rugoglobigerina scotti (BRÖNNIMANN, 1952)
Rugoglobigerina sp.
Schackoina sp.

Foraminíferos bentónicos: Para el conjunto de la unidad se ha reconocido una asociación de formas bentónicas de pequeño tamaño características de aguas relativamente profundas:

Ammodiscus sp.
Anomalinoides sp.
Cibicidoides beaumontianus (D'ORBIGNY, 1840)
Cibicidoides velascoensis (CUSHMAN, 1925)
Dorothyia pupa (REUSS, 1860)
Gaudryna pyramidata CUSHMAN, 1926
Gaudryna sp.
Gavelinella beccariiiformis (WHITE, 1928)
Gyroidinoides sp.
Lenticulina sp.
Marssonella oxycona (REUSS, 1860)
Nuttallides sp.
Oridorsalis sp.
Pullenia sp.
Reussella szajnochae (GRZYBOWSKI, 1896)
Stensioina exculpta gracilis BROTZEN, 1945
Stensioina pommerana BROTZEN, 1940
Tritaxia sp.

Interpretación cronoestratigráfica

Respecto a los foraminíferos microbentónicos, los rangos de distribución de las especies reconocidas permiten obtener una primera datación de Campaniense a Maastrichtiense superior.

Mediante los foraminíferos planctónicos, se ha reconocido la biozona de *Globotruncanites elevata* para los primeros metros de la unidad. A esta biozona, de acuerdo con el cuadro biocronoestratigráfico de Hardenbol *et al.* (1998a), le corresponde una edad Campaniense inferior a Campaniense medio *p.p.*

Los últimos depósitos aflorantes de la unidad se han incluido en la parte media de la biozona de *Gansserina gansseri*. Esta parte de la biozona se ha caracterizado basándose en la presencia de la especie *Contusotruncana walfischensis*, junto con la ausencia de formas típicas de la parte más alta de la biozona, como *Contusotruncana contusa* o *Racemiguembelina fructicosa*. A esta parte de la biozona le corresponde una edad Maastrichtiense inferior.

Así, para el conjunto de la formación Aspe, las biozonas reconocidas de foraminíferos planctónicos permiten asignar una edad Campaniense inferior – Maastrichtiense inferior, de acuerdo con Hardenbol *et al.* (1998a) y Robaszynski *et al.* (2000), a esta unidad.

Formación Pinoso

Foraminíferos planctónicos:

La asociación de foraminíferos planctónicos observada en los levigados no es demasiado rica y parece estar algo disuelta. Sin embargo, se ha reconocido la biozona de *Acarinina soldadoensis*, según Pujalte *et al.* (1994) (fig. 5.5.11) para el espesor que aflora de esta unidad. Esto permite asignar una edad Thanetiense superior alto-lleardiense inferior (Paleoceno terminal - Eoceno inferior bajo) a estos depósitos.

5.6.3. Discontinuidades y eventos

Evento Santiense terminal – Campaniense basal

En esta sección de Aguas de Busot el paso de la unidad Coniaciense superior *p.p.* – Santiense, de calizas poco margosas, a la formación Aspe, con alternancias de calizas, calizas margosas y margas, está marcado por un ligero aumento en el contenido en terrígenos. Este aumento se ha reconocido en todas las secciones del área de estudio en las que se ha analizado este intervalo de tiempo. En algunas de estas secciones se ha reconocido, además, la existencia de una discontinuidad entre ambas unidades.

De esta manera, aunque en esta sección de Aguas de Busot no se ha reconocido ninguna evidencia clara que ponga de manifiesto la existencia de una discontinuidad entre ambas

unidades, este aumento en el contenido en terrígenos podría estar relacionado con el evento tectónico que dio lugar al desarrollo de la discontinuidad en otros puntos del sector estudiado.

Discontinuidad Maastrichtiense – Thanetiense superior/Ilerdiense

Las relaciones sedimentarias entre la formación Aspe y los depósitos suprayacentes no han podido ser analizadas debido a que esta unidad queda cortada a techo por una falla oblicua a la estratificación, que dispone directamente sobre la serie cretácica, con una edad Maastrichtiense inferior en su techo, los materiales de la formación Pinoso, de edad Paleoceno terminal – Eoceno inferior (fig. 5.5.12).

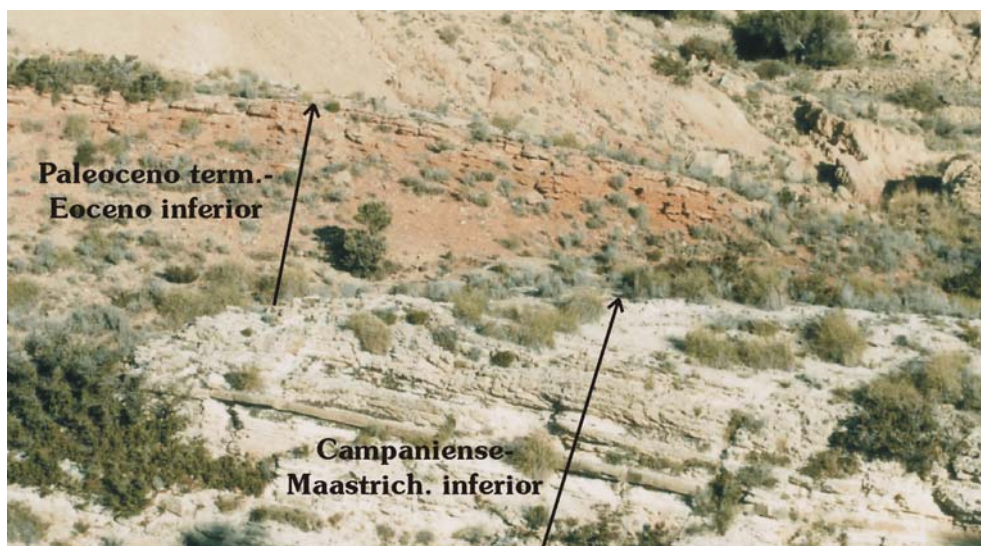


Figura 5.5.12. Imagen de campo en la que se observa cómo los depósitos rojos del Paleoceno terminal – Eoceno inferior (fm. Pinoso) se disponen sobre los materiales de tonos claros del Campaniense – Maastrichtiense inferior (fm. Aspe).

Discontinuidad intra-Eoceno

La serie analizada en Aguas de Busot está limitada a techo por una discontinuidad que se ha denominado “intra-Eoceno” y que ha sido reconocida en numerosos puntos dentro del sector analizado (p.ej. Sierra del Carche, Sierra del Maigmo).

Esta discontinuidad separa los depósitos de la formación Pinoso de materiales de características muy similares, del mismo color rojo intenso y afectados también por bioturbación de tipo *Zoophycos*. No obstante, el estudio bioestratigráfico de ambos materiales ha permitido reconocer la existencia de una discontinuidad entre ellos. Los depósitos de la formación Pinoso, han sido datados como Paleoceno terminal – Eoceno inferior-bajo (biozonas P4c y P5 de foraminíferos planctónicos de Berggren *et al.*, 1995), mientras que los depósitos suprayacentes se han datado como Eoceno inferior-alto (biozona P9 de foraminíferos planctónicos de Berggren *et al.*, 1995). De este modo, la discontinuidad abarca en esta área la mayor parte del Eoceno inferior.

5.6.4. Evolución vertical

En el área de Aguas de Busot se han identificado tres unidades: la unidad Coniaciense superior *p.p.* – Santoniense, la formación Aspe y la formación Pinoso.

El depósito de los materiales analizados de la unidad Coniaciense superior *p.p.* – Santoniense tuvo lugar en un medio marino hemipelágico carbonático, bien oxigenado y situado por debajo de la zona fótica, que recibía muy escasos aportes de terrígenos y en el que predominaba la decantación de material pelágico. Estas condiciones de sedimentación se mantuvieron bastante constantes para el intervalo analizado y no se ha podido reconocer una tendencia clara en la evolución de este medio. Sin embargo, hacia los últimos episodios de sedimentación de esta unidad, este medio comenzó a recibir aportes algo superiores de terrígenos de grano fino a muy fino.

El tránsito hacia la unidad suprayacente se realizó de un modo aparentemente continuo, aunque este medio registró un aumento en la entrada de terrígenos respecto a la unidad infrayacente, asociado a los cambios que tuvieron lugar en la cuenca y que dieron como resultado el desarrollo de discontinuidades en otros puntos del sector estudiado.

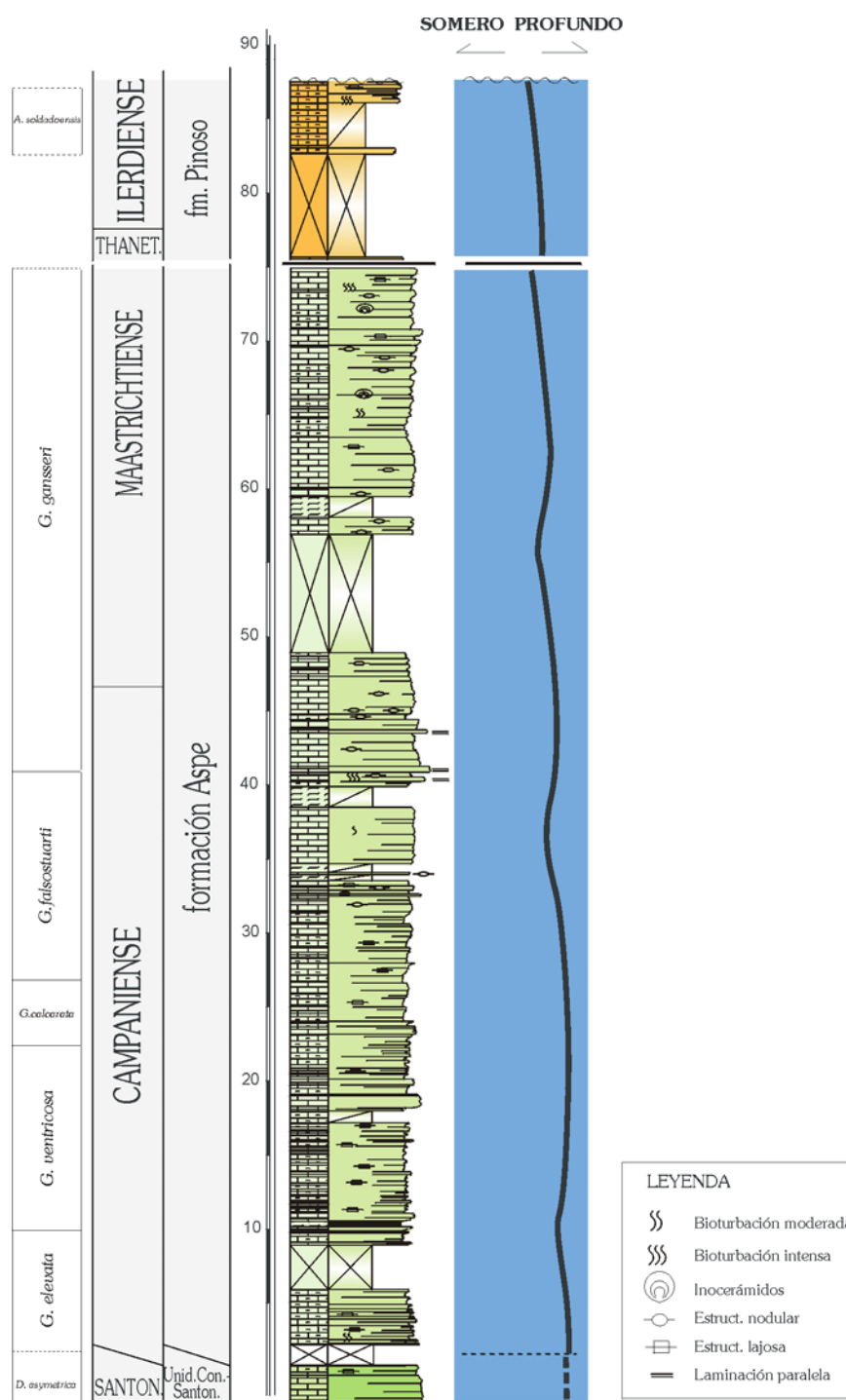


Figura 5.5.13. Evolución vertical de las unidades observadas en la sección de Aguas de Busot.

La formación Aspe se depositó en un ambiente marino hemipelágico carbonático a mixto, bien oxigenado, localizado por debajo de la zona fótica y a profundidades batiales, que recibía mayores aportes de terrígenos de grano fino a limo que la unidad infrayacente y que probablemente se veía afectado por la actuación de corrientes de fondo. Las condiciones de sedimentación se mantuvieron bastante homogéneas durante el depósito de la unidad, aunque las variaciones observadas en el contenido en terrígenos podrían estar registrando variaciones de

carácter climático y/o oscilaciones del nivel relativo del mar. Se pueden reconocer cuatro tramos más ricos en carbonato, entre los que se intercalan tres tramos menos potentes y más ricos en arcillas, que podrían corresponder a cuatro episodios de profundización – somerización (fig. 5.5.13). Desde los niveles iniciales de la unidad hasta los últimos episodios de sedimentación, se ha reconocido una variación en el contenido fósil. De este modo, los primeros metros de la unidad son muy ricos en foraminíferos planctónicos, junto con algunos ostrácodos, calciesferas, restos de equínidos y algunos foraminíferos microbentónicos. Hacia techo, su contenido fósil es también muy rico en foraminíferos planctónicos, pero las calciesferas son cada vez menos numerosas, las asociaciones de foraminíferos microbentónicos son más ricas y variadas, los inocerámidos son cada vez más importantes y comienzan a aparecer restos de otros bivalvos característicos de aguas más someras. Esta variación en el contenido fósil estaría reflejando una tendencia general hacia la somerización (fig. 5.5.13).

Los últimos metros de la unidad están constituidos por calizas y calizas margosas nodulares, afectadas por una intensa bioturbación. Estos aspectos estarían indicando que estos últimos episodios de sedimentación de la unidad estuvieron caracterizados por una baja velocidad de sedimentación.

La formación Pinoso está separada de los depósitos de la unidad infrayacente mediante una falla que corta la serie cretácica. Esta unidad fue depositada en un medio marino hemipelágico carbonático, situado por debajo de la zona fótica y bajo condiciones marinas normales, que probablemente se veía afectado esporádicamente por la acción de corrientes que retocaban sus depósitos.

El marcado aumento de la bioturbación que se observa hacia techo, junto con una mayor acumulación de terrígenos de tamaño arena, indicaría una progresiva ralentización en la velocidad de sedimentación, acompañada probablemente de una ligera somerización (fig. 5.5.13). Esta disminución en la velocidad de sedimentación estuvo directamente relacionada con el desarrollo de la discontinuidad de techo que separa esta unidad de los depósitos suprayacentes.

5.6. Sector Alfaz del Pi – Foies Blanques

Las dos secciones más orientales analizadas en este trabajo muestran características muy similares en cuanto a la litología y sedimentología de sus depósitos, dentro del intervalo temporal estudiado, y parecen mostrar historias evolutivas comunes. Por ello, se han incluido en un mismo sector, el sector de Alfaz del Pi – Foies Blanques, que ocupa la zona central de la hoja nº 848 (Altea) a escala 1:50.000. Esta zona queda incluida en el sector oriental-meridional del Prebético Interno, con estructuras que siguen la directriz bética (ENE-OSO) y caracterizado por una intensa deformación tectónica.

Estas dos secciones se encuentran en las cercanías de la localidad de Alfaz del Pi. La sección de Alfaz del Pi se ha levantado en las afueras de dicha localidad, al pié del cementerio, a lo largo de un estrecho barranco denominado Barranco Hondo. La sección de Foies Blanques se ha realizado a unos 2 km al NE de Alfaz, cerca de la urbanización que da nombre a la sección. Las coordenadas (U.T.M) de estas secciones son:

Columna Alfaz del Pi:	base (x=752,032; y=4273,965) y techo (x=751,891; y=4274,577)
Columna Foies Blanques :	base (x=753,072; y=4275,541) y techo (x=753,415; y=4276,169)

En la sección de Foies Blanques sólo está representada la parte inferior de la serie estudiada, al quedar la parte superior cubierta por la autopista A-7, que une Valencia con Alicante, y por la urbanización de Foies Blanques. De este modo, esta última sección se utilizó como sección complementaria a la sección de Alfaz del Pi para caracterizar la parte inferior de la serie en esta región.

El intervalo temporal analizado en este sector de Alfaz del Pi - Foies Blanques cubre desde el Campaniense medio hasta el Paleoceno medio bajo. El espesor de la serie, teniendo en cuenta ambas secciones, es de 120 m.

La serie analizada da comienzo con la **formación Aspe** (Campaniense medio – Maastrichtiense inferior) que constituye una serie carbonática, de aspecto bastante homogéneo, que ofrece un espesor mínimo de 90 m en este sector (fig. 5.6.1 A y B y fig. 5.6.2 A). La parte inferior de la unidad no se ha observado en campo. Sobre los últimos depósitos reconocidos de la unidad se encuentra un tramo cubierto, probablemente de naturaleza margosa, que ofrece muy poco resalte en el terreno y que podría corresponder a los primeros depósitos margosos de la unidad suprayacente del Maastrichtiense superior.

Inmediatamente sobre este tramo cubierto, se apoyan los primeros depósitos reconocidos de la **Formación Raspay** (Maastrichtiense superior no terminal). Está constituida por materiales eminentemente margosos, cuyo contenido en carbonato parece aumentar ligeramente hacia techo de la unidad. Debido a su carácter margoso, esta unidad ofrece muy poco resalte y se encuentra parcialmente cubierta. La parte que aflora de la unidad tiene un espesor de 4 m (fig. 5.6.2 A). A techo, la unidad pasa a los depósitos calizo margosos de color verde claro del Paleoceno inferior, en aparente continuidad sedimentaria. Sin embargo, las asociaciones de foraminíferos planctónicos han revelado la existencia de una discontinuidad entre ambas unidades.

La unidad que constituye el techo de la serie analizada en este sector, la **formación Agost** (Paleoceno inferior medio a Paleoceno medio bajo), está formada por margas y margocalizas de tonos verde a salmón, entre las que se ha reconocido un nivel de carácter conglomerático intercalado. La unidad se apoya sobre las margocalizas y calizas margosas del Maastrichtiense superior, tras una discontinuidad que abarca el Maastrichtiense terminal y el Paleoceno inferior basal. La unidad presenta un espesor de 22 m (fig. 5.6.2 A y B). Este espesor ha de considerarse como un espesor mínimo, ya que la parte alta de la unidad no aflora.

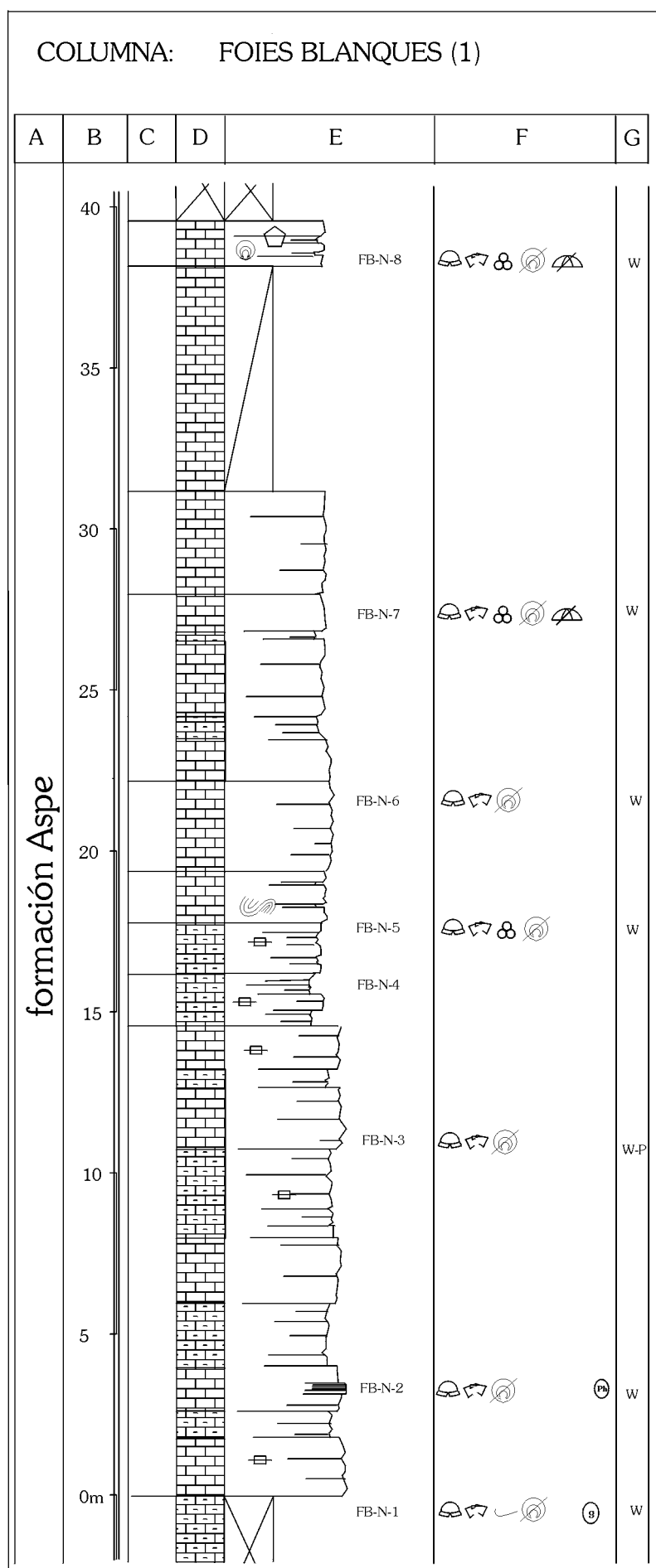


Figura 5.6.1 A. Columna estratigráfica de Foies Blanques (continúa).

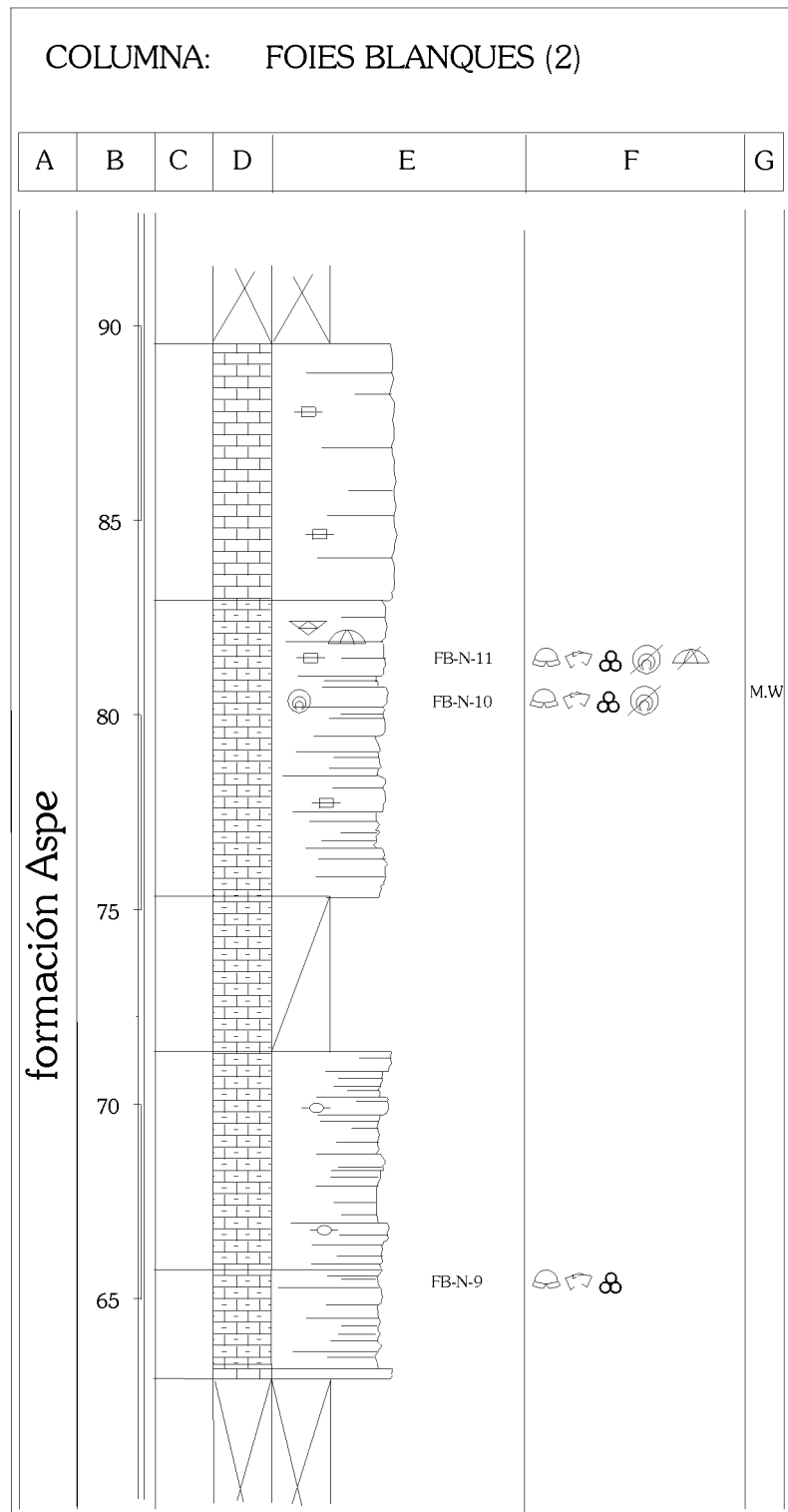


Figura 5.6.1 B. Columna estratigráfica de Foies Blanques (continuación y final).

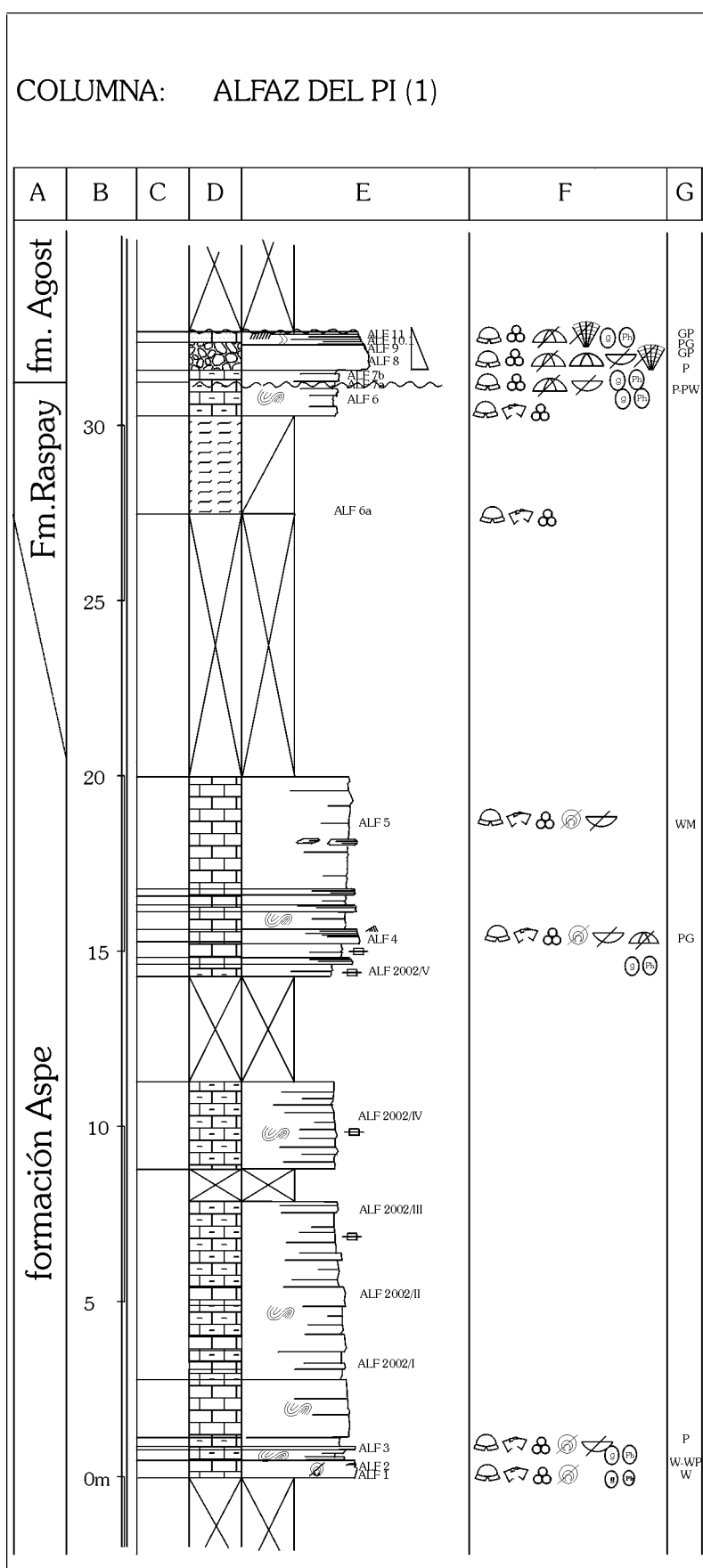


Figura 5.6.2 A. Columna estratigráfica de Alfaz del Pi (continúa).

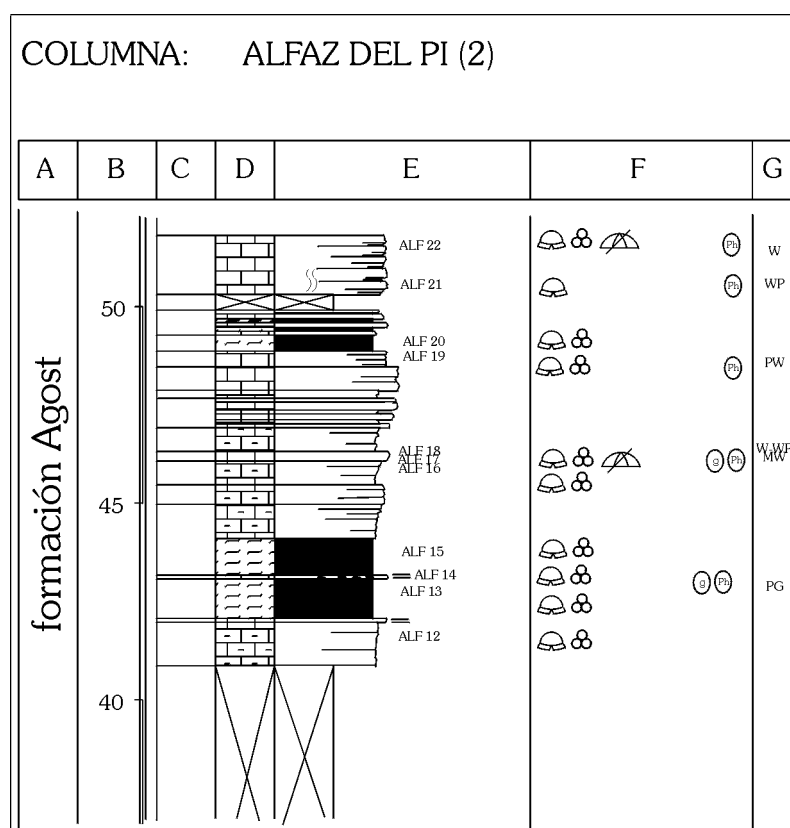


Figura 5.6.2 B. Columna estratigráfica de Alfaz del Pi (continuación y final).

5.6.1. Sedimentología

Formación Aspe

La unidad está aquí constituida por calizas y calizas algo margosas de color beige claro a salmón, con algunas pasadas poco potentes de calcarenitas laminadas. A lo largo de su espesor, se han reconocido numerosos tramos afectados por estructuras de deformación de tipo *slump*.

Se ha identificado una asociación de facies de ambientes hemipelágicos.

A	B	C	D	E	F
fm. Aspe	Medio hemipelágico carbonático	A.1	Biomcritas <i>wackestone-mudstone</i>	< 2%	
		A.2	* Calcarenitas <i>packstone</i> a <i>grainstone</i> de grano medio con laminación cruzada muy tendida	1%-3%	
		A.3	* Calcarenitas <i>packstone</i> a <i>grainstone</i> de grano fino con laminación cruzada sigmoidal		

Figura 5.6.3. Características de las facies hemipelágicas de la fm. Aspe. A) Unidad. B) Medio de sedimentación. C) Siglas asignadas a las facies. D) Denominación de la facies. E) Contenido en granos de cuarzo y D) Contenido fósil y, en el extremo derecho, el grado de bioturbación (un símbolo indica una bioturbación ligera, dos, moderada y tres, intensa).

Asociación de facies de ambientes hemipelágicos carbonáticos (fig. 5.6.3).

Asociación de facies constituida por las facies A.1, A.2 y A.3. La facies A.1 está formada por calizas tableadas y calizas algo margosas bastante lajosas, de color blanco-beige a salmón, estratificadas en bancos de espesor centimétrico. Están afectadas por una bioturbación ligera, de finos tubos de pequeño diámetro, y por abundantes estructuras de deformación sinsedimentaria

de tipo *slump*. Son biomicritas de tamaño de grano arena fina a media (fig. 5.6.4), con texturas *wackestone* a *mudstone* dominantes que incluyen pequeñas proporciones (siempre inferiores al 2%) de granos de cuarzo, angulosos a subredondeados, de tamaño arena fina a limo, mal clasificados.

Entre su contenido fósil destaca la presencia de abundantes restos de inocerámidos y algunos restos de equínidos. Entre los microfósiles, cabe destacar la presencia de abundantes foraminíferos planctónicos (tanto de pequeño tamaño y con morfologías globosas, como formas de mayor tamaño ornamentadas), algunas calciesferas y escasos foraminíferos bentónicos (de pared calcárea y de pequeño tamaño). La relación planctónicos/bentónicos (P/B) es alta (superior al 75%). Se han reconocido evidencias de desarticulación y fragmentación entre los restos de los macrofósiles, mientras que los microfósiles muestran un grado de conservación de bueno a muy bueno.

Estos depósitos contienen pequeños clastos de glauconita ligeramente oxidada y también sin oxidar, y escasas partículas de composición fosfática.

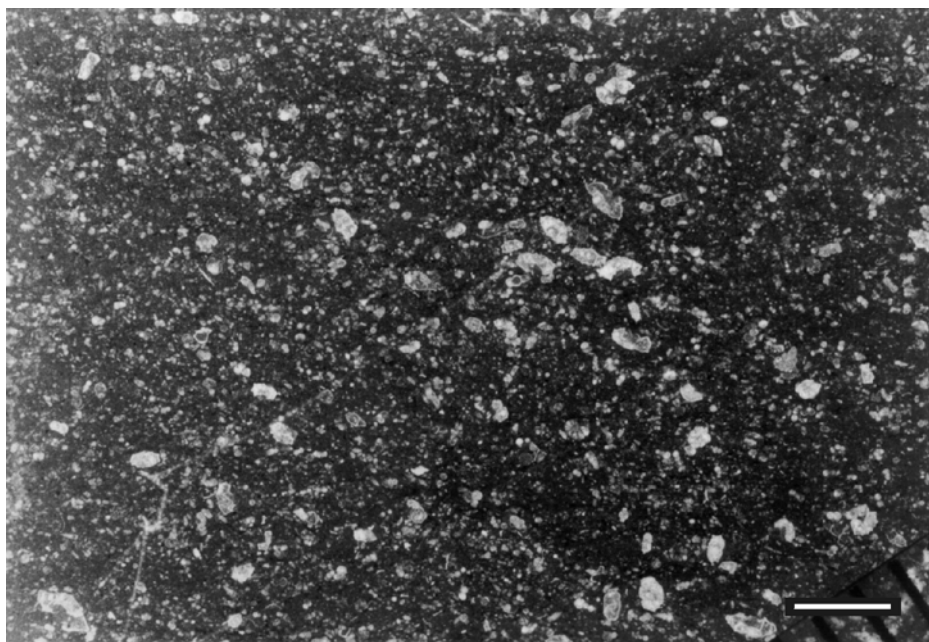


Figura 5.6.4. Ejemplo de las hemipelagitas de la primera asociación de facies. Biomicritas *wackestone-mudstone*. Escala gráfica: 1mm.

Intercalados entre las calizas de la facies A.1 aparecen niveles constituidos por calizas de color ocre, en bancos de espesor centimétrico a decimétrico, con escasa continuidad lateral en general. Estos bancos calizos muestran laminación cruzada y granoselección positiva y, en algunas ocasiones, deformación de *slumps*. En estos bancos calizos se han identificado las facies A.2 y A.3. La facies A.2 corresponde a la parte inferior de los bancos y se caracteriza por mostrar laminación cruzada de ripples muy tendida. Está constituida por calcarenitas bioclásticas de textura *packstone* a *grainstone*, de tamaño de grano medio a fino, que engloban, especialmente hacia la base, algunos litoclastos de composición micrítica a biomicrítica. La facies A.3 corresponde a la parte superior de los niveles calizos laminados y muestra laminación cruzada sigmoidal producida por la migración de ripples (fig. 5.6.5). Se trata también de calcarenitas bioclásticas de textura *packstone* a *grainstone*, aunque de menor tamaño de grano. Ambas facies incluyen pequeñas proporciones (entre el 1 y el 3%) de granos de cuarzo de tamaño arena fina. Presentan una clara orientación de sus componentes, en bandas paralelas más y menos ricas en bioclastos, que dan lugar a laminaciones cruzadas (fig. 5.6.5).

Su contenido fósil es rico en restos de inocerámidos, restos de otros bivalvos y equínidos. Entre los microfósiles, que dominan la asociación fósil, cabe destacar la presencia de abundantes foraminíferos planctónicos (especialmente de morfologías globosas de pequeño tamaño) y microbentónicos (con formas de pequeño tamaño y paredes calcáreas hialinas y aglutinadas

calcáreas y de terrígenos) (fig. 5.6.6). La relación P/B bastante elevada (superior al 65%). El grado de conservación de los restos fósiles es medio a bueno, a pesar de que se han reconocido evidencias de fragmentación y desarticulación en los macrofósiles. Estos depósitos incluyen también algunas partículas muy micritizadas que no se han podido identificar.

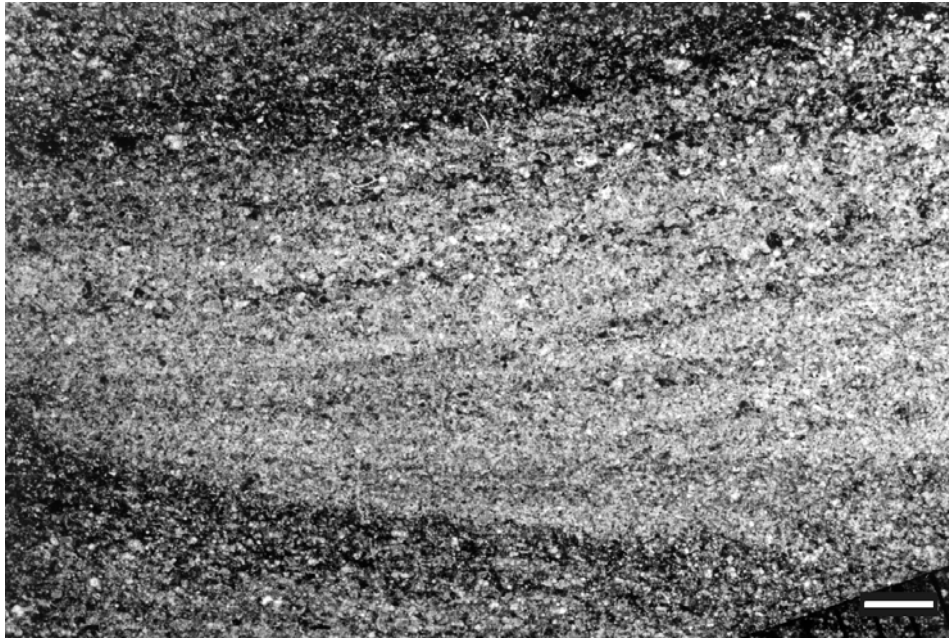


Figura 5.6.5. Ejemplo de las laminaciones cruzadas de la parte superior de los niveles calcareníticos. Escala gráfica: 1mm.

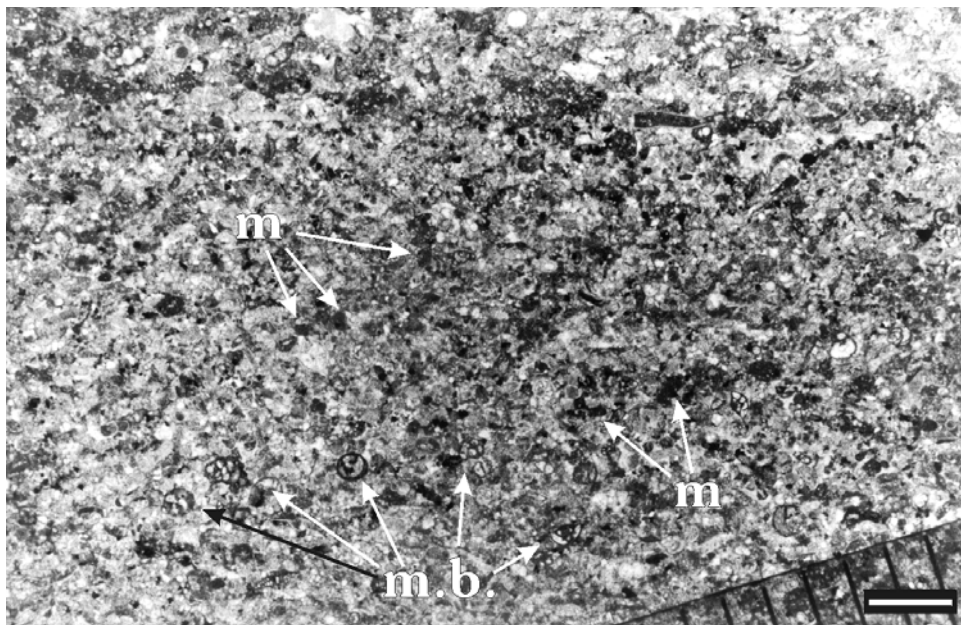


Figura 5.6.6. Calcarenitas laminadas de tamaño de grano medio, ricas en foraminíferos microbentónicos (**m.b.**) y con partículas micritizadas (**m**), correspondientes a la parte inferior de los niveles calcareníticos (facies A.2). Escala gráfica: 1mm.

Se han reconocido pequeños cantos de glauconita, tanto oxidada como sin oxidar, cantitos de composición fosfática y numerosas partículas oxidadas, que le confieren los tonos ocre a estos depósitos. Se han observado también pequeños granos opacos.

Interpretación ambiental

La facies A.1 incluye entre su contenido fósil restos de organismos que precisaban unas condiciones marinas normales, en cuanto a salinidad y oxigenación, para su desarrollo, como es el caso de los equínidos. Esto indicaría que las condiciones en las que tuvo lugar el depósito de esta facies eran normales. A pesar de que la bioturbación que afecta a estos depósitos no es demasiado abundante y de que las asociaciones de foraminíferos bentónicos no son demasiado ricas, el hecho de que estos fondos estuviesen bioturbados y poblados por foraminíferos bentónicos, vendría a corroborar unas condiciones normales de oxigenación de estos fondos.

La asociación fósil de estos materiales no incluye organismos con altos requerimientos de luz solar, factor que lleva a pensar que se depositaron por debajo de la zona fótica. La profundidad máxima alcanzada por esta zona fótica, varía mucho dependiendo de factores como la latitud o la turbidez de las aguas, pero como media, esta profundidad se sitúa entorno a los 150 m (Sturrock, 1996). Esto nos permitiría obtener un límite superior aproximado de profundidad de 150 m para estos depósitos situados por debajo de la zona fótica.

Las texturas dominantes en esta primera asociación de facies son las texturas *wackestone* a *mudstone*, ricas en micrita, lo que indicaría medios poco agitados, por debajo nivel de base oleaje, y con predominio de la decantación. Los cantos de glauconita y de composición fosfática que incluyen estos materiales podría deberse a que su depósito se dio en condiciones de velocidad de sedimentación relativamente bajas, que permitirían explicar la formación de estos minerales autigénicos (Odin y Letolle, 1980; Allaby y Allaby, 1990).

En conclusión, el depósito de esta facies tuvo lugar en un medio marino hemipelágico carbonático, por debajo del nivel de base del oleaje y por debajo de la zona fótica, en condiciones marinas normales y con predominio de la decantación.

Respecto a las facies A.2 y A.3 de calizas calcareníticas laminadas, con una orientación preferente de sus componentes y con evidencias de desarticulación y fragmentación entre su contenido fósil, representarían depósitos formados bajo unas condiciones de cierta energía. Estos depósitos laminados, cargados en terrígenos de grano más grueso y con restos micritizados, podrían corresponder a depósitos de carácter turbidítico que llegaban ocasionalmente a estos medios marinos abiertos y tranquilos. Las morfologías predominantemente globosas observadas en los foraminíferos podrían responder a factores hidrodinámicos. Sin embargo, no se podría descartar la posibilidad de que estos niveles calcareníticos correspondiesen a depósitos de corrientes tractivas de fondo similares a los descritos en la fm. Aspe de la sección de Caravaca, pero con un menor desarrollo.

El hecho de que la unidad esté afectada por numerosas estructuras de deformación de *slumps*, llevaría a pensar que el depósito de esta unidad tuvo lugar en un ambiente relativamente inestable, con pendientes que favorecieron el desarrollo de dichas estructuras.

Formación Raspay

Unidad constituida por margas y margocalizas de color verde, que muestran una importante deformación sinsedimentaria representada por estructuras de tipo *slump*.

Se ha reconocido una única asociación de facies correspondiente a ambientes hemipelágicos (fig. 5.6.7).



A	B	C	D	E	F
Fm. Raspay	Medio hemipelágico mixto	B.1	Margas a margocalizas verdes * * *		 ↑P/B
		B.2	Calizas muy margosas verde claro * *	< 2%	 ↑P/B

Figura 5.6.7. Características de las facies hemipelágicas de la Fm. Raspay. Ver fig. 5.6.3 para leyenda.

Asociación de facies de ambientes hemipelágicos mixtos. Constituida por dos facies, una primera formada por margas y margocalizas de color verde (facies B.1), con un contenido variable en carbonato, que suelen mostrar un aspecto lajoso, y una segunda facies de calizas muy margosas de color verde claro bastante lajosas (facies B.2).

La facies más abundante es la facies B.1. Sin embargo, de base a techo, se ha observado un ligero aumento en el contenido en carbonato, de modo que los últimos metros de la unidad están constituidos fundamentalmente por las calizas margosas de la facies B.2. Estos materiales de techo de la unidad muestran numerosas estructuras de tipo *slump*.

Ambas facies incluyen abundantes foraminíferos planctónicos (globosos y carenados), junto con una asociación bastante rica de foraminíferos microbentónicos (de pared calcárea y aglutinada) y algunos ostrácodos. La relación P/B es alta (superior al 70%). El estado de conservación de su contenido fósil es bueno a muy bueno.

Interpretación ambiental

El depósito de esta unidad tuvo lugar en un medio marino abierto hemipelágico mixto, poco agitado. Los materiales de esta unidad son muy ricos en arcillas, fundamentalmente la facies B.1, lo que indicaría, por una parte, que se trataba de un medio tranquilo y con predominio de la decantación de material fino, y por otra, una importante cantidad de sedimentos de grano muy fino en suspensión en este medio y, por lo tanto, una alta turbidez de las aguas. Estos sedimentos de grano muy fino en suspensión reducirían la profundidad de la zona fótica. La ausencia de organismos fotosintéticos o con requerimientos lumínicos importantes para su desarrollo, lleva a pensar que el depósito de esta unidad tuvo lugar por debajo de dicha zona fótica.

La asociación de foraminíferos microbentónicos que poblaba estos fondos, bastante abundante y relativamente variada, indicaría que se trataba de fondos bien oxigenados. Esta asociación fósil, permitiría aproximar la paleobatimetría de estos depósitos a medios batiales superiores, esto es, paleopropundidades entre los 200 – 500 m, de acuerdo con Olsson y Nyong (1984) y van Morkhoven *et al.* (1986).

La sedimentación de estos materiales, con numerosas estructuras de deformación sinsedimentaria, tuvo lugar bajo unas condiciones relativamente inestables.

Formación Agost

La unidad está constituida en sus niveles basales por calizas muy margosas, margocalizas y margas (fig. 5.6.8), con importante deformación de tipo *slump*, entre las que se intercalan finos niveles carbonáticos laminados (fig. 5.6.2 B). Hacia techo la unidad muestra un mayor contenido en carbonato y no presenta estructuras de deformación.



Figura 5.6.8. Aspecto en campo de la fm. Agost en la sección de Alfaz del Pi.

Se han diferenciado tres facies dentro de esta unidad, agrupadas en una asociación de facies de ambientes hemipelágicos.

Asociación de facies de ambientes hemipelágicos mixtos (fig. 5.6.9). Asociación constituida por las facies C.1, C.2 y C.3.

La facies C.1 está formada por calizas margosas a muy margosas de tonos verdes a salmón y aspecto algo lajoso, estratificadas en bancos decimétricos a centimétricos, entre las que alternan niveles de espesor decimétrico a métrico de margas a margocalizas de tonos verdosos a salmón-rojizos (facies C.2).

A	B	C	D	E	F
fm. Agost	Medio hemipelágico mixto	C.1	* * * Biomicroritas <i>packstone a wackestone</i> (g) (ph)	< 1%	☞ ☞ ☞ ☞ ☞ ↑P/B
		C.2	* * * Margas a margocalizas verdosas a salmón-rojizas		☞ ☞ ☞ ↑P/B }
		C.3	* Calcarenitas bioclásticas <i>packstone a grainstone</i> de grano fino a muy fino con laminación paralela. (g) (ph)	< 1%	☞ ☞ ↑P/B

Figura 5.6.9. Características de las facies reconocidas en la fm. Agost. Ver fig. 5.6.3 para leyenda.

Hacia techo, los niveles más margosos son cada vez menos potentes y más ricos en carbonato, mientras que los niveles más carbonáticos van aumentando su potencia y número y su contenido en carbonato. La única estructura sedimentaria que se reconoce consiste en una bioturbación ligera de finos tubos (*burrows*). Los tramos más carbonáticos son de composición biomicrítica, con tamaño de grano fino a muy fino y texturas *packstone* a *wackestone* (fig. 5.6.10), que incluyen bajas proporciones (inferiores al 1%) de granos de cuarzo de tamaño arena fina a limo.

Entre el contenido fósil de las facies C.1 y C.2 destaca la presencia de abundantes foraminíferos planctónicos de formas globosas a trocoespirales angulosas, escasos foraminíferos microbentónicos de paredes calcáreas hialinas y algunos ostrácodos. En los niveles más carbonáticos además se han reconocido restos de equínidos y de bivalvos. La relación P/B es alta (superior al 80%). El grado de conservación es bueno, aunque los restos de los macrofósiles suelen estar desarticulados y fragmentados.

Incluidos en estas dos primeras facies C.1 y C.2 se han identificado pequeños cantos de glauconita, oxidada y no oxidada, y de composición fosfática.

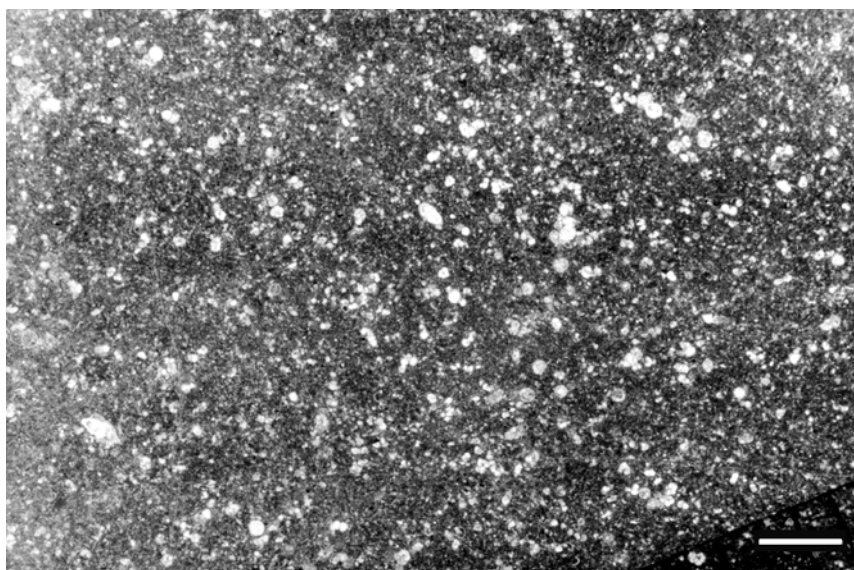


Figura 5.6.10. Ejemplo de las hemipelagitas de la primera asociación de facies. Biomicroritas *packstone* a *wackestone* ricas en organismos planctónicos de la facies C.1. Escala gráfica: 1mm.

La facies C.3, formada por calizas de tonos ocre finamente laminadas, aparece intercalada entre los materiales de las facies C.1 y C.2, en bancos de espesor centimétrico. Son calcarenitas bioclásticas de tamaño de grano fino a muy fino y texturas *packstone* a *grainstone*, con proporciones muy bajas (inferiores al 1%) en granos de cuarzo de tamaño de grano fino a muy fino. Muestran una cierta orientación preferente de sus componentes que dan lugar a finas laminaciones paralelas horizontales. Estos materiales incluyen partículas oxidadas, de diversos tamaños, que también aparecen orientadas, resaltando la fina laminación de esta facies (fig. 5.6.11). Su contenido fósil incluye abundantes foraminíferos planctónicos y foraminíferos microbentónicos. La relación P/B es elevada (superior al 75%).

Los fosfatos y la glauconita, en forma de pequeños cantitos, están también presentes en esta facies, pero son menos abundantes que en la facies anterior.

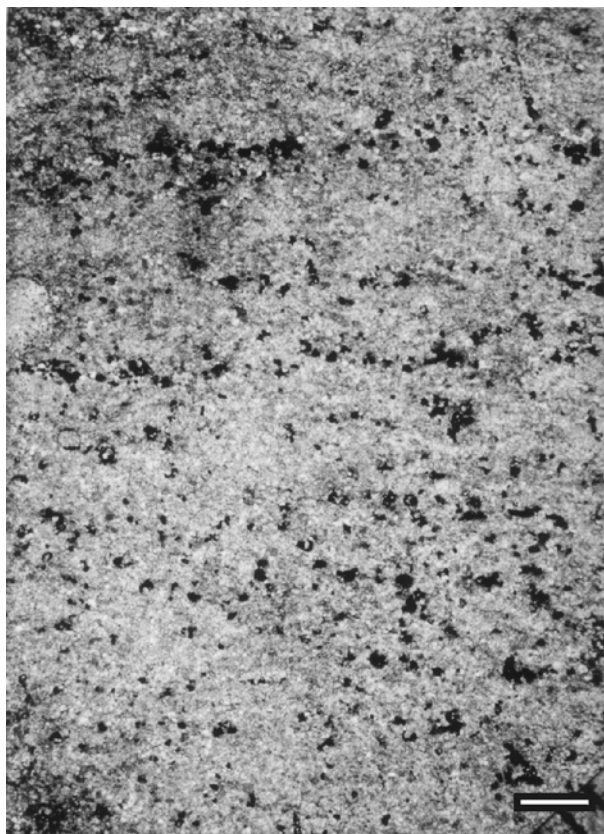


Figura 5.6.11. Calcarenitas finamente laminadas ricas en partículas ferruginizadas de la facies C.3. Escala gráfica: 1 mm.

Interpretación ambiental

Las características de las facies C.1 y C.2 indican que su sedimentación tuvo lugar en un medio marino hemipelágico mixto, similar al descrito para la unidad infrayacente, aunque, en relación a éste, el ambiente de depósito de la fm. Agost mostraba en sus primeros momentos unas condiciones algo más inestables. Hacia techo, los aportes de sedimentos de grano muy fino a limo fueron siendo cada vez menores y el contexto bajo el cual tenía lugar la sedimentación fue estabilizándose.

En cuanto a la paleobatimetría de estos depósitos correspondientes a las facies C.1 y C.2, en los niveles más margosos se ha reconocido una asociación bastante rica de foraminíferos bentónicos que indica profundidades superiores a las referidas para la unidad infrayacente. Se obtienen batimetrías batiales superiores a los 500-600 m, de acuerdo con las estimaciones realizadas por Berggren y Aubert (1983) y van Morkhoven *et al* (1986).

Las características de estas dos facies se mantuvieron bastante constantes a lo largo de todo su espesor y la principal diferencia estaría marcada por variaciones en el contenido en

terrígenos de grano fino a muy fino, que podría estar relacionado con variaciones de tipo climático y/o en el nivel relativo del mar.

El ambiente correspondiente a esta unidad sería un medio marino hemipelágico mixto, bien oxigenado, por debajo de la zona fótica y a profundidades batiales, que recibía aportes variables de sedimentos de grano muy fino. La facies C.3, con depósitos con laminación de alta energía, cargados en terrígenos de grano más grueso, en glauconita y fosfatos y con abundantes restos oxidados, podría representar esporádicos depósitos de gravedad de tipo turbidítico, aunque no se podría excluir la posibilidad de que se tratase de depósitos retocados por corrientes tractivas de fondo, al igual que sucedía en los bancos calcareníticos de la fm. Aspe.

Los primeros niveles de margocalizas y calizas margosas de la unidad están afectados por *slumps* e incluyen depósitos de posible origen turbidítico, lo que lleva a pensar que la primera parte de la unidad se depositó bajo unas condiciones relativamente inestables. Hacia techo, la unidad no está afectada por estructuras de deformación y no se han observado más intercalaciones calcareníticas, lo que indicaría una progresiva estabilización del medio desde los niveles basales hacia el techo de la unidad.

5.6.2. Biocronoestratigrafía

Para el estudio de la bioestratigrafía de la unidad se han analizado las asociaciones de foraminíferos planctónicos en levigado y en lámina delgada (fig. 5.6.12 y 5.6.13 y láminas 1-3 y 8-12 del apéndice fotográfico).

A pesar del amplio rango bioestratigráfico que ofrecen los foraminíferos microbénticos, también se han estudiado estas asociaciones a partir de los levigados, ya que permiten obtener una aproximación a la edad de los depósitos y ofrecen una excelente información paleoambiental (láminas 4-7 del apéndice fotográfico).

Fm. Aspe

Foraminíferos planctónicos: En la parte que aflora de la unidad se han reconocido, de base a techo, las biozonas de *Globotruncana ventricosa*, *Globotruncanita calcarata*, *Globotruncana falsostuarti* y la parte inferior-media de la biozona de *Gansserina gansseri*.

Biozona de *Globotruncana ventricosa* Biozona de intervalo cuyo límite inferior viene definido por la primera aparición de la especie índice y su límite superior por la primera aparición de *Globotruncanita calcarata*. Se han reconocido los siguientes taxones (fig. 5.6.12):

Contusotruncana fornicata (PLUMMER, 1931)
Contusotruncana patelliformis (GANDOLFI, 1955)
Contusotruncana plummerae (GANDOLFI, 1955)
Globigerinelloides sp.
Globotruncana bulloides VOGLER, 1941
Globotruncana linneiana (D'ORBIGNY, 1839)
Globotruncana ventricosa WHITE, 1928
Globotruncanita atlantica (CARON, 1972)
Globotruncanita elevata (BROTZEN, 1934)
Globotruncanita stuarti (DE LAPPARENT, 1918)
Globotruncanita stuartiformis (DALBIEZ, 1955)
Hedbergella sp.
Hedbergella holmdelensis OLSSON, 1964
Hedbergella monmouthensis (OLSSON, 1960)
Heterohelix sp.
Rugoglobigerina sp.
Schackoina sp.

Biozona de *Globotruncanita calcarata* Biozona de rango total. Esta biozona queda definida por la presencia de los siguientes taxones (fig. 5.6.12 y 5.6.13):

Archaeoglobigerina blowi PESSAGNO, 1967
Archaeoglobigerina cretacea (D'ORBIGNY, 1940)

Contusotruncana fornicata (PLUMMER, 1931)
Contusotruncana patelliformis (GANDOLFI, 1955)
Globigerinelloides sp.
Globotruncana arca (CUSHMAN, 1926)
Globotruncana bulloides VOGLER, 1941
Globotruncana falsostuarti SIGAL, 1952
Globotruncana linneiana (D'ORBIGNY, 1839)
Globotruncana mariei BANNER Y BLOW, 1960
Globotruncana orientalis EL NAGGAR, 1966
Globotruncana rosetta (CARSEY, 1926)
Globotruncana ventricosa WHITE, 1928
Globotruncanella calcarata (CUSHMAN, 1927)
Globotruncanella conica (WHITE, 1928)
Globotruncanella stuarti (DE LAPPARENT, 1918)
Globotruncanella stuartiformis (DALBIEZ, 1955)
Globotruncanella subspinoso (PESSAGNO, 1960)
Hedbergella holmdelensis OLSSON, 1964
Hedbergella monmouthensis (OLSSON, 1960)
Heterohelix sp.
Pseudoguembelina costulata (CUSHMAN, 1938)
Pseudotextularia sp.
Rugoglobigerina rugosa (PLUMMER, 1926)
Schackoia sp.

Biozona de *Globotruncana falsostuarti* Biozona de rango parcial. Está limitada por la última presencia de *Globotruncanella calcarata* en su parte inferior y por la primera aparición de *Gansserina gansseri* en su parte superior, según Robaszynski *et al.* (2000). Se han reconocido los siguientes taxones (fig. 5.6.12 y 5.6.13):

Contusotruncana fornicata (PLUMMER, 1931)
Contusotruncana patelliformis (GANDOLFI, 1955)
Globigerinelloides sp.
Globotruncana arca (CUSHMAN, 1926)
Globotruncana bulloides VOGLER, 1941
Globotruncana falsostuarti SIGAL, 1952
Globotruncana linneiana (D'ORBIGNY, 1839)
Globotruncana mariei BANNER Y BLOW, 1960
Globotruncana ventricosa WHITE, 1928
Globotruncanella havanensis (VOORWIJK, 1937)
Globotruncanella stuarti (DE LAPPARENT, 1918)
Globotruncanella stuartiformis (DALBIEZ, 1955)
Globotruncanella subspinoso (PESSAGNO, 1960)
Hedbergella holmdelensis OLSSON, 1964
Hedbergella monmouthensis (OLSSON, 1960)
Heterohelix sp.
Pseudotextularia sp.
Rugoglobigerina rugosa (PLUMMER, 1926)

Biozona de *Gansserina gansseri* (parte inferior-media) Biozona de intervalo delimitada en su parte inferior por la primera presencia de la especie índice y en su parte superior por la primera presencia de *Abathomphalus mayaroensis*. No se ha reconocido la parte más alta de la biozona, caracterizada por la presencia de *Contusotruncana contusa* (CUSHMAN, 1926) y/o *Racemiguembelina fruticosa* (EGGER, 1899). Se han identificado los siguientes taxones (fig. 5.6.12 y 5.6.13):

Archaeoglobigerina blowi PESSAGNO, 1967
Archaeoglobigerina cretacea (D'ORBIGNY, 1940)
Contusotruncana fornicata (PLUMMER, 1931)

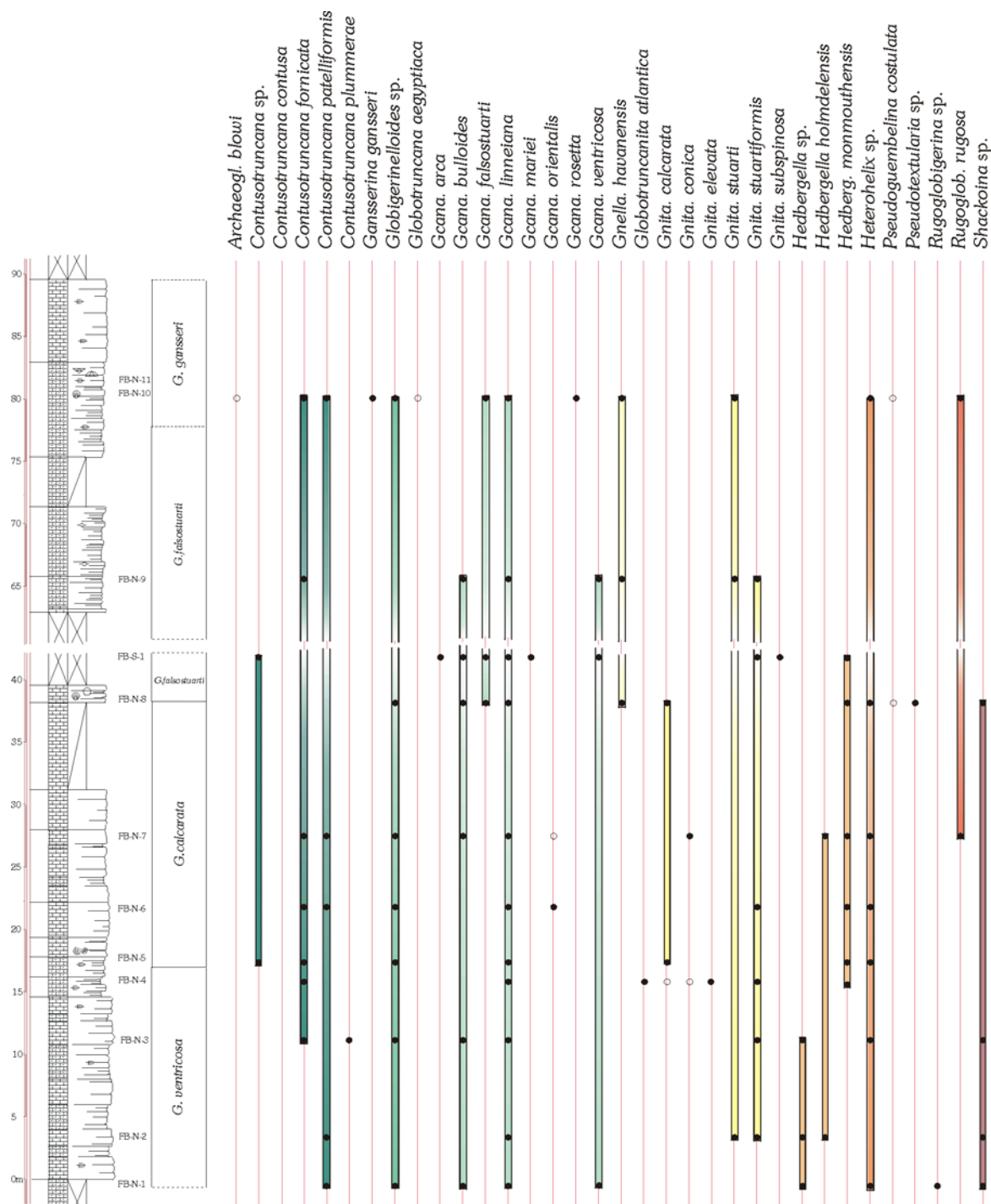


Figura 5.6.12. Distribución bioestratigráfica de los foraminíferos planctónicos en la fm. Aspe en la sección de Foies Blanques.

Contusotruncana patelliformis (GANDOLFI, 1955)
Gansserina gansseri (BOLLI, 1951)
Globigerinelloides subcarinatus (BRÖNNIMANN, 1952)
Globigerinelloides sp.
Globotruncana aegyptiaca NAKKADY, 1950
Globotruncana arca (CUSHMAN, 1926)
Globotruncana bulloides VOGLER, 1941
Globotruncana falsostuarta SIGAL, 1952
Globotruncana linneiana (D'ORBIGNY, 1839)
Globotruncana mariei BANNER Y BLOW, 1960

Globotruncana orientalis EL NAGGAR, 1966
Globotruncana rosetta (CARSEY, 1926)
Globotruncana ventricosa WHITE, 1928
Globotruncanella havanensis (VOORWIJK, 1937)
Globotruncanita stuarti (DE LAPPARENT, 1918)
Globotruncanita stuartiformis (DALBIEZ, 1955)
Globotruncanita subspinoso (PESSAGNO, 1960)
Hedbergella holmdelensis OLSSON, 1964
Heterohelix sp.
Planoglobulina acervulinoides (EGGER, 1899)
Pseudoguembelina costulata (CUSHMAN, 1938)
Pseudotextularia sp.
Rugoglobigerina rugosa (PLUMMER, 1926)

Interpretación cronoestratigráfica

Para los niveles más bajos analizados de esta unidad, se ha reconocido la biozona de *Globotruncana ventricosa*, a la que le corresponde una edad Campaniense medio, de acuerdo con Hardenbol *et al.* (1998a).

La parte más alta de la unidad se ha incluido en la parte inferior-media de la biozona de *Gansserina gansseri*, caracterizada por la presencia de *Contusotruncana walfischensis* y la ausencia de formas como *Contusotruncana contusa* o *Racemiguembelina fructicosa*, que marcarían la entrada en el Maastrichtiense superior y la parte más alta de la biozona de *Gansserina gansseri*. A la parte inferior-media de la biozona de *Gansserina gansseri* le corresponde una edad Campaniense terminal a Maastrichtiense inferior, según Robaszynski y Caron (1995) y Hardenbol *et al.* (1998a).

Atendiendo a las biozonas reconocidas, la edad que correspondería a los depósitos analizados de la fm. Aspe sería Campaniense medio – Maastrichtiense inferior.

Formación Raspay

Foraminíferos planctónicos: Para la parte que aflora de esta unidad se ha reconocido la parte superior de la biozona de *Gansserina gansseri* y la biozona de *Abathomphalus mayaroensis*, probablemente sólo su parte inferior-media.

Biozona de *Gansserina gansseri* (parte superior) Se ha reconocido la parte superior de esta biozona que está caracterizada por la presencia de los siguientes taxones (fig. 5.6.13):

Contusotruncana contusa (CUSHMAN, 1926)
Contusotruncana patelliformis (GANDOLFI, 1955)
Contusotruncana walfischensis (TODD, 1970)
Gansserina gansseri (BOLLI, 1951)
Globigerinelloides sp.
Globotruncana aegyptiaca NAKKADY, 1950
Globotruncana arca (CUSHMAN, 1926)
Globotruncana dupeblei CARON, GLEZ. DONOSO, ROBASZYNSKI Y WONDERS, 1984
Globotruncana falsostuarti SIGAL, 1952
Globotruncanita conica (WHITE, 1928)
Globotruncanita stuarti (DE LAPPARENT, 1918)
Hedbergella holmdelensis OLSSON, 1964
Heterohelix sp.
Pseudotextularia sp.
Racemiguembelina fructicosa (EGGER, 1899)
Rugoglobigerina rugosa (PLUMMER, 1926)

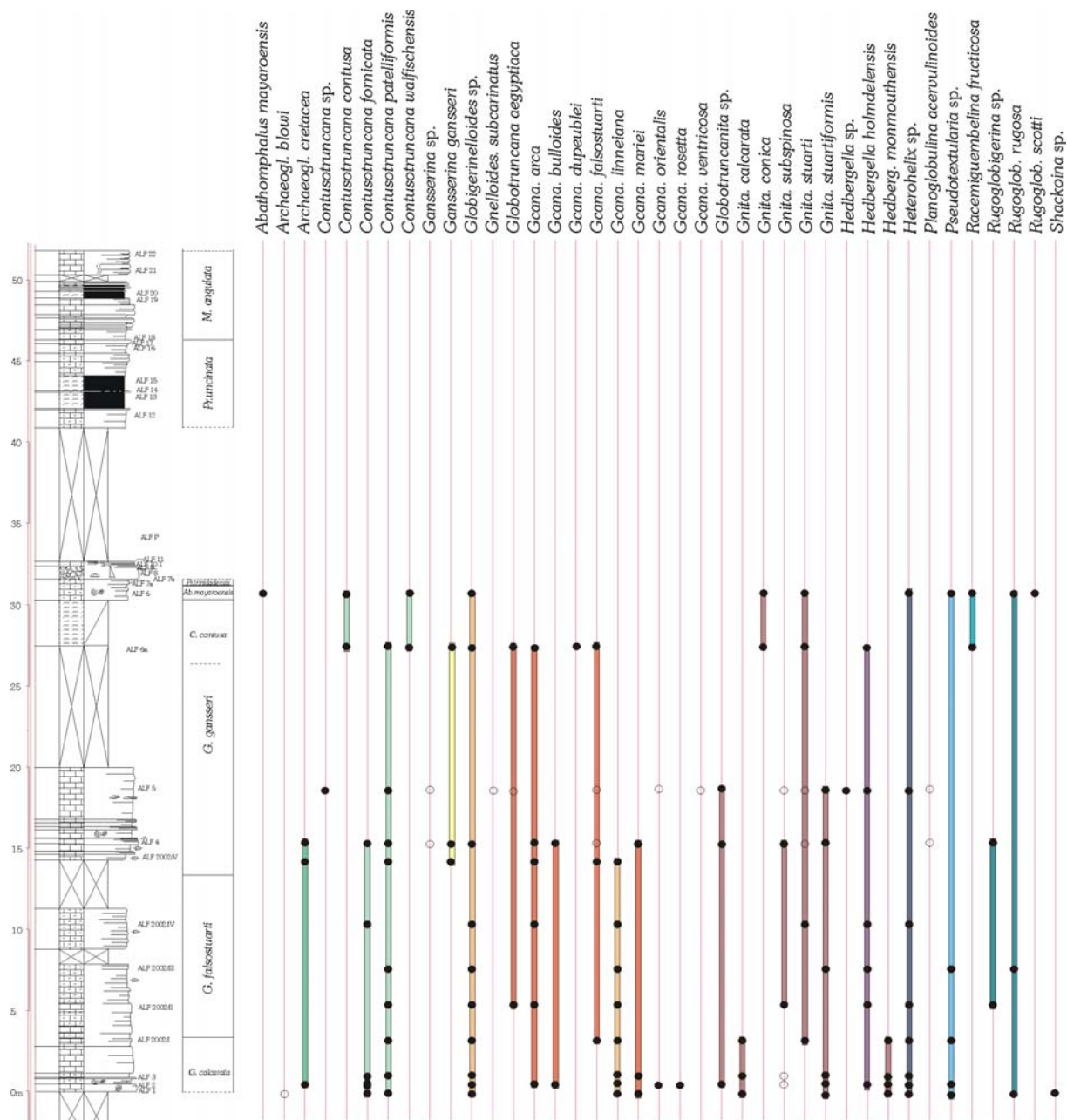


Figura 5.6.13. Cuadro bioestratigráfico con los rangos de distribución de los foraminíferos planctónicos en la sección de Alfaz del Pi.

Biozona de *Abathomphalus mayaroensis* (parte inferior – media) Biozona de rango parcial. En función de los taxones representados, probablemente se trata de la parte inferior a media de dicha biozona. Se ha reconocido (fig. 5.6.13):

- Abathomphalus mayaroensis* (BOLLI, 1951)
- Contusotruncana contusa* (CUSHMAN, 1926)
- Contusotruncana walfischensis* (TODD, 1970)
- Globigerinelloides* sp.
- Globotruncanita conica* (WHITE, 1928)
- Globotruncanita stuarti* (DE LAPPARENT, 1918)
- Heterohelix* sp.
- Pseudotextularia* sp.
- Racemiguembelina fruticosa* (EGGER, 1899)

Rugoglobigerina rugosa (PLUMMER, 1926)
Rugoglobigerina scotti (BRÖNNIMANN, 1952)

Foraminíferos bentónicos: Se han identificado los siguientes géneros y especies:

Anomalinoidea sp.
Arenobulimina sp.
Bolivinoidea draco draco (MARSSON, 1878)
Bolivinoidea decoratus (JONES, 1886)
Cibicidoides velascoensis (CUSHMAN, 1925)
Coryphostoma incrassata (REUS, 1851)
Gaudryna pyramidata CUSHMAN, 1926
Lenticulina sp.
Marssonella oxycona (REUSS, 1860)
Neoflabellina sp.
Stensioina pommerana BROTZEN, 1940

Interpretación cronoestratigráfica

Los primeros niveles aflorantes de la unidad pertenecen a la parte superior de la biozona de *Gansserina gansseri*, caracterizada por la presencia de especies como *Contusotruncana contusa* o *Racemiguembelina fructicosa* (fig. 5.6.15). Estas especies marcan ya la entrada en el Maastrichtiense superior, según Premoli Silva y Sliter (1995) y Robaszynski y Caron (1995).

El resto de la unidad queda incluido en la parte inferior-media de la biozona de *Abathomphalus mayaroensis*, caracterizada por la presencia de abundantes formas de gran tamaño ornamentadas, frente a la parte más alta de la biozona, con formas de pequeño tamaño y formas globosas. A esta parte inferior-media de la biozona de *Abathomphalus mayaroensis* se le asigna una edad Maastrichtiense superior no terminal, de acuerdo con Hardenbol *et al.* (1998a).

La asociación de foraminíferos bentónicos ofrece una edad comprendida entre el Campaniense superior y el Maastrichtiense superior para estos depósitos.

Así, atendiendo a la asociación fósil reconocida, para el conjunto de la Fm. Raspay se obtiene una edad Maastrichtiense superior no terminal.

Formación Agost

Foraminíferos planctónicos: De base a techo de la unidad se han reconocido las biozonas de *Praemurica trinidadensis*, *Praemurica uncinata* y *Morozovella angulata*, de acuerdo con Pujalte *et al.* (1994) (fig. 5.6.13).

Foraminíferos bentónicos:

Ammodiscus sp.
Aragonia velascoensis (CUSHMAN, 1925)
Bolivinoidea delicatulus CUSHMAN, 1927
Bulimina trinitatensis CUSHMAN Y JARVIS, 1928
Cibicidoides dayi (WHITE, 1928)
Coryphostoma midwayensis (CUSHMAN, 1936)
Gaudryna sp.
Gavelinella becariiiformis (WHITE, 1928)
Glomospira sp.
Gyroidinoides sp.
Lenticulina sp.
Marssonella oxycona (REUSS, 1860)
Nuttalides truempyi (NUTTALL, 1930)
Quadrinorphina sp.
Tritaxia sp.

Interpretación cronoestratigráfica

Los rangos de distribución de los foraminíferos bentónicos incluidos en esta unidad permiten hacer una primera aproximación a la edad de estos depósitos, que quedaría limitada entre las biozonas P1 y P5 de Berggren y Norris (1997), es decir Paleoceno inferior a Ilerdiense inferior.

Mediante los foraminíferos planctónicos se ha podido precisar más esta datación. Los depósitos basales de la fm. Agost se han incluido en la biozona de *Pr. trinidadensis*, a la que se le asigna una edad Paleoceno inferior medio-alto (de acuerdo con Berggren y Norris, 1997 y Hardenbol *et al.* 1998b). Los depósitos más altos analizados de esta unidad se han incluido en la biozona de *Morozovella angulata*, a la que se le asigna una edad Paleoceno medio bajo (según Berggren y Norris, 1997).

De este modo, para el espesor analizado de esta unidad se obtiene una edad Paleoceno inferior medio a Paleoceno medio bajo.

5.6.3. Discontinuidades y eventos**Evento Maastrichtiense medio**

A techo de la fm. Aspe carbonática se ha reconocido un tramo cubierto, posiblemente de naturaleza margosa, que separa esta unidad de la Fm. Raspay margosa infrayacente. Muy probablemente este tramo margoso cubierto podría corresponder a los primeros metros de la Fm. Raspay.

En cualquier caso, se observa un cambio muy importante en el ambiente de depósito marcado por el paso de una sedimentación fundamentalmente carbonática (fm. Aspe) a una sedimentación muy rica en siliciclásticos de grano muy fino de carácter margoso (Fm. Raspay).

Este brusco aumento en la cantidad de sedimento de grano muy fino en la Fm. Raspay respecto a la fm. Aspe se ha reconocido en la mayoría de las secciones del área de estudio. En algunas de estas secciones, además de esta variación en el contenido de terrígenos, se ha reconocido la existencia de una discontinuidad de escasa duración, que delimita ambas unidades. Así, esta variación en el contenido en terrígenos estaría relacionada con el evento que dio lugar a esta discontinuidad de edad Maastrichtiense “medio”.

Discontinuidad Maastrichtiense – Daniense

Los materiales calizomargosos a techo de la Fm. Raspay pasan de forma aparentemente continua hacia los depósitos, también calizomargosos del Paleoceno inferior. Sin embargo, gracias al estudio de las asociaciones de foraminíferos planctónicos, se ha podido reconocer la existencia de una discontinuidad entre ambas unidades. Los depósitos de techo de la Fm. Raspay se han incluido en la parte inferior-media de la biozona de *Abathomphalus mayaroensis*, con una edad Maastrichtiense no terminal. Para los primeros depósitos del Paleoceno se ha reconocido la biozona de *Praemurica trinidadensis*, a la que corresponde una edad Paleoceno inferior medio (Daniense medio). De este modo, faltaría el registro de la parte más alta del Maastrichtiense y el correspondiente a la parte más baja del Daniense.

Evento intra-Paleoceno inferior

Los primeros metros de calizas margosas y margocalizas hemipelágicas de la fm. Agost se ven bruscamente interrumpidos por un nivel conglomerático en su base, que correspondería a lo que hemos denominado “evento intra-Paleoceno inferior” (fig. 5.6.2 A) y que presenta los términos que se muestran en la figura 5.6.14.

Este nivel presenta un espesor variable, comprendido entre 1,3 m y 60 cm. Muestra límites muy netos, con una base muy irregular y un techo más liso, muy ferruginizado y afectado por numerosos *borings*. Internamente, en este nivel se pueden reconocer diferentes estructuras sedimentarias y una tendencia general granodecreciente.

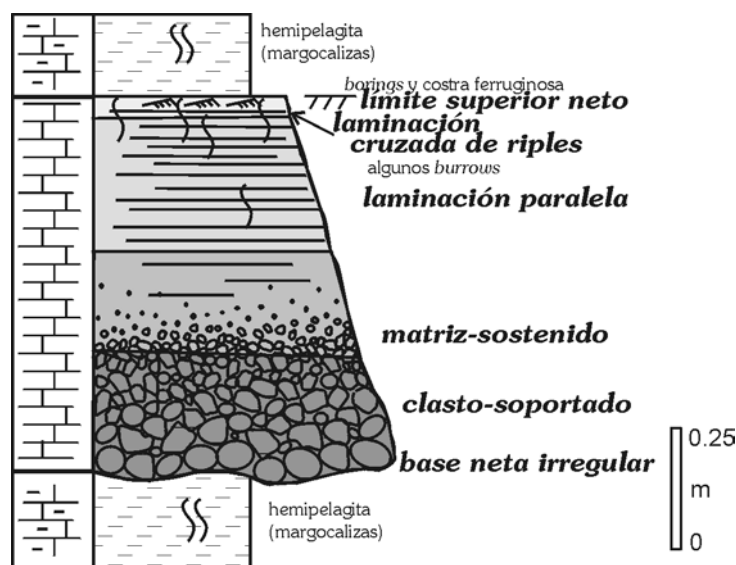


Figura 5.6.14. Modelo de facies para el nivel turbidítico de Alfaz en el que se diferencia una parte inferior, constituida básicamente por depósitos clasto-soportados a matriz-sostenidos, y una parte superior, con calcarenitas laminadas.

Dentro de este nivel se pueden distinguir dos partes principales en función del tamaño de grano y de las estructuras reconocidas (fig. 5.6.14):

La parte inferior muestra un espesor comprendido entre 1m y 30 cm y está formada fundamentalmente por depósitos de tendencia granodecreciente clasto – soportados a matriz sostenidos (con cantos calizos del Cretácico superior terminal y del Paleoceno inferior) incluidos en una matriz margosa. Sobre la base irregular del nivel, se apoyan depósitos clasto-soportado, formados por cantos calizos subredondeados a redondeados que muestran tamaños medios comprendidos entre los 7 y 9 cm (ver figs. 5.6.15 A), con matriz margosa, muy plástica y de color verde, entre ellos. Algunos de estos cantos muestran huellas de presión-disolución y de fricción (ver fig. 5.6.15 B). Incluidos entre los cantos se han reconocido algunos equinodermos y restos de bivalvos. Las margas de la matriz engloban una asociación fósil caracterizada por una importante mezcla de restos reelaborados del Cretácico (foraminíferos planctónicos carenados y prismas de inocerámido) y restos no reelaborados del Paleoceno (abundantes foraminíferos planctónicos de periferia globosa e incipientemente angulosa y algunos foraminíferos bentónicos).

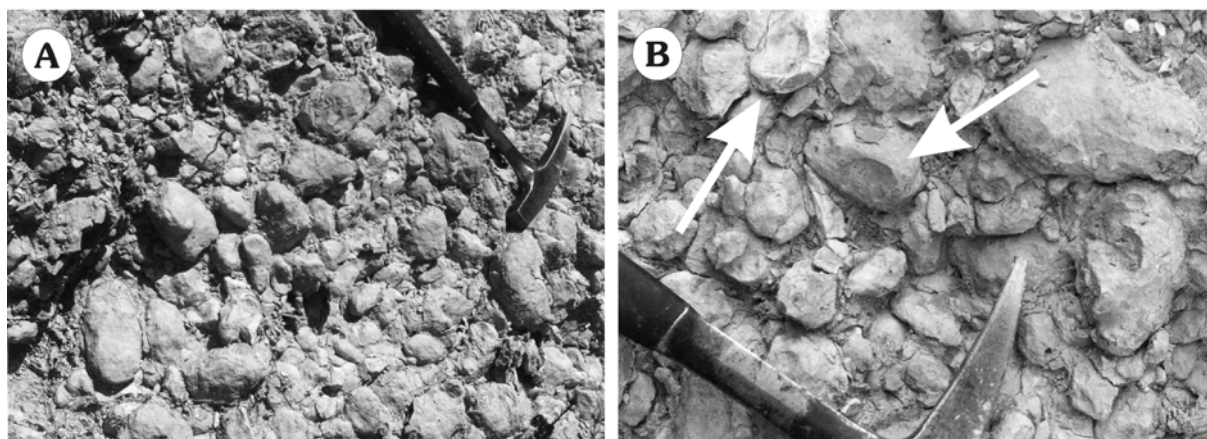


Figura 5.6.15. **A.** Aspecto general de los cantos calizos del primer término diferenciado en la parte inferior del nivel correspondiente al evento “intra-Paleoceno inferior”. **B.** Huellas de presión-disolución en algunos cantos de esta parte inferior del nivel conglomerático.

Este primer término, de carácter conglomerático y con granoselección poco marcada, sería equivalente a la facies F3 de Mutti (1992), depositado a partir de elementos en suspensión por pérdida de fuerza del flujo, de modo que los clastos de mayor tamaño tienden a concentrarse hacia la base, y a los términos R_2 - R_3 descritos por Lowe (1982) para turbiditas de tamaño de grano grueso.

Sobre este primer término se encuentra un nivel formado por calcarenitas de tamaño de grano grueso a medio, que incluye numerosos litoclastos calizos matriz-sostenidos del Cretácico superior terminal y del Paleoceno inferior (fig. 5.6.14). El tamaño medio de los litoclastos es de 1 cm. Este término muestra un carácter más poligénico que el anterior, y entre sus litoclastos se han reconocido fragmentos calizos procedentes de la destrucción de *hardgrounds* (fig. 5.6.16) (ricos en fosfato, ferruginizados y con laminaciones estromatolíticas pelágicas), cantos de calizas margosas bioturbadas, algunos cantos con huellas de litófagos y cantos blandos. Entre los litoclastos, se han reconocido abundantes bioclastos, entre los que cabe destacar la presencia de restos de equinodermos, de inocerámidos y de otros bivalvos. Entre los microfósiles destacan los foraminíferos planctónicos y algunos foraminíferos bentónicos. De nuevo, al igual que en el término anterior, esta asociación fósil muestra una mezcla de restos reelaborados del Cretácico y de restos fósiles paleocenos. En su conjunto este término muestra granoselección positiva.

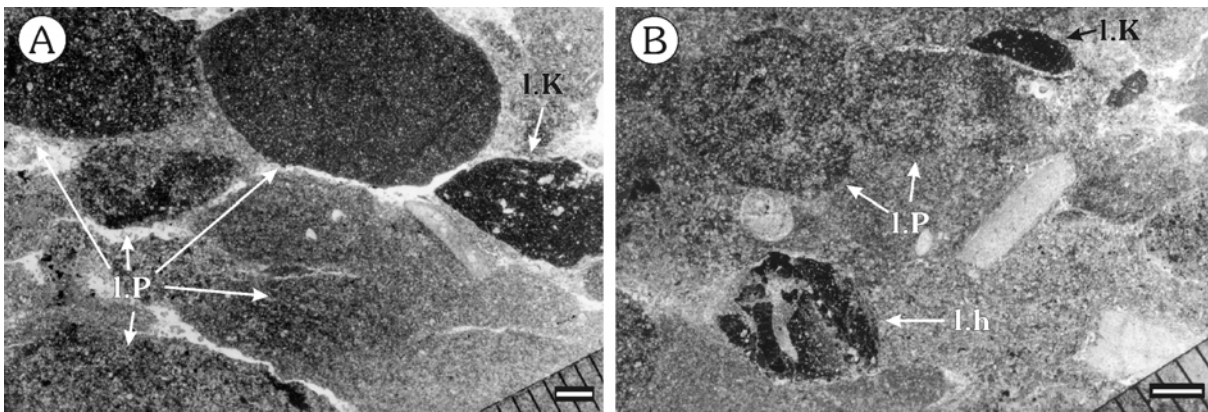


Figura 5.6.16. Dos aspectos al microscopio petrográfico de los depósitos del segundo término diferenciados en la parte inferior del nivel, con litoclastos calizos del Cretácico superior (**I.K.**) y litoclastos calizos del Paleoceno inferior (**I.P.**). En **B.** se pueden apreciar también litoclastos procedentes de la destrucción de *hardgrounds* (**I.h.**). Escala gráfica en ambas imágenes: 1 mm.

El tercer término diferenciado en la parte inferior del nivel corresponde a depósitos calcareníticos con laminación cruzada poco desarrollada y granoselección positiva (fig. 5.6.14). Está constituido por calcarenitas de grano grueso a medio de textura *packstone* a *grainstone*. Son muy ricas en restos de equínidos y bivalvos, junto con foraminíferos planctónicos y restos de inocerámidos reelaborados del Cretácico y en foraminíferos planctónicos y bentónicos del Terciario.

Estos dos últimos términos diferenciados en la parte inferior del nivel, con depósitos litoclásticos matriz-soportados el primero y depósitos calcareníticos de grano grueso a medio con una tenue laminación horizontal paralela el segundo, englobarían las facies F4, F5 y F7 de Mutti (1992) y los términos S_2 a S_3 definidos por Lowe (1982) a Ta de Bouma (1962).

La parte superior del nivel tiene un espesor de 30 cm. Muestra un menor tamaño de grano que la parte inferior y está formada por depósitos calcareníticos laminados. Dentro de esta parte superior, se diferencian dos términos (fig. 5.6.14). El primero de ellos está formado por calizas calcareníticas de textura *grainstone* a *packstone* de tamaño de grano medio a fino, que muestran una fina laminación paralela horizontal (figs. 5.6.14 y 5.6.17). Su contenido fósil, al igual que los depósitos de la parte inferior del nivel, muestra mezcla de faunas reelaboradas del Cretácico y de faunas no reelaboradas, pero, en estos depósitos, además, se observa una cierta mezcla de faunas relativamente profundas con restos procedentes de aguas algo más someras. Entre éste contenido fósil destaca la presencia de restos de equinoideos, restos de inocerámidos

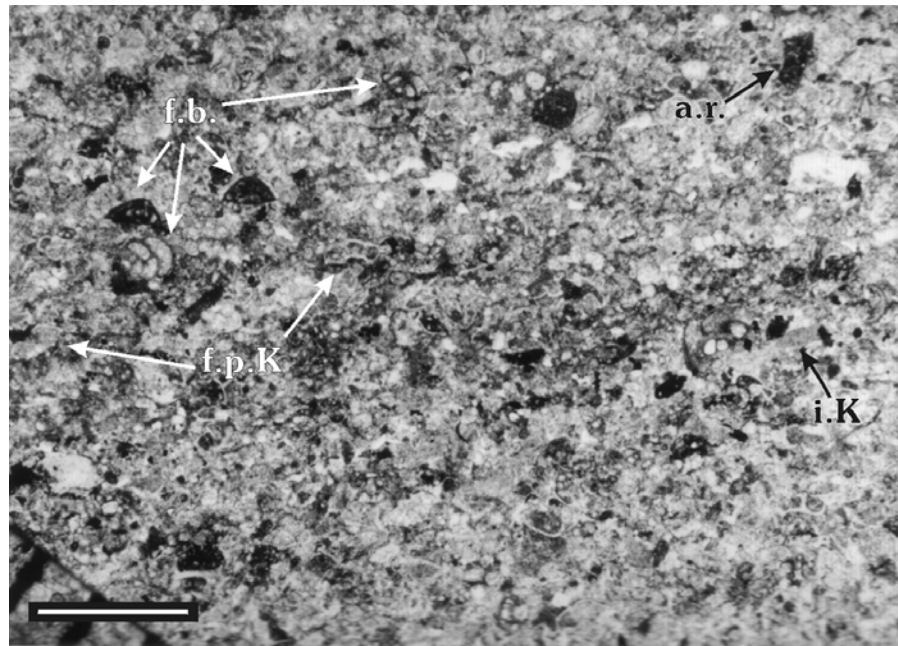


Figura 5.6.17. Ejemplo de las calcarenitas laminadas con mezcla de faunas reelaboradas / no reelaboradas y someras / profundas de la parte superior del nivel. **a.r.** algas rojas; **f.b.** foraminíferos bentónicos; **f.p.K.** foraminíferos planctónicos reelaborados del Cretácico.; **i.K.** prismas de inocerámidos reelaborados del Cretácico. Escala gráfica: 1 mm.



Figura 5.6.18. Techo del nivel turbidítico del “evento intra-Paleoceno inferior”, con perforaciones e intensamente ferruginizado.

reelaborados y algunos restos de algas rojas, junto con abundantes foraminíferos planctónicos cretácicos reelaborados, foraminíferos planctónicos con morfologías globosas a subangulosas del Paleoceno y algunos foraminíferos microbentónicos. Los restos fósiles suelen mostrar evidencias de fragmentación. Sobre estos depósitos se reconoce un último término formado por calcarenitas de grano fino a muy fino, de composición similar a las descritas anteriormente, que muestran laminación cruzada de ripples (fig. 5.6.14). Este término está muy poco desarrollado.

El primer término de la parte superior, con calcarenitas de grano medio a fino y caracterizada por la presencia de laminación paralela, sería equivalente al término Tb de Bouma (1962), mientras que el último término reconocido, de calcarenitas de grano fino con laminación cruzada de ripples, correspondería al término Tc de Bouma.

El techo de este nivel está muy ferruginizado y muestra abundantes perforaciones (*borings*). Esto indicaría que tras la irrupción de estos depósitos hubo un lapso de tiempo sin sedimentación, durante el cual tuvo lugar la litificación temprana, ferruginización y perforación del techo de estos depósitos (fig. 5.6.18). Tras este lapso de tiempo sin depósito se reanudó la sedimentación marina abierta y tranquila que reinaba en los primeros episodios de la fm. Agost, previa al evento.

Desde los primeros depósitos conglomeráticos del nivel a los depósitos con laminación cruzada de techo, se observa una disminución en el tamaño de los componentes y una variación en las estructuras internas que estarían reflejando una transformación en las características del flujo en relación a una disminución hacia techo de su energía y densidad.

Edad del evento

Los materiales que se encuentran inmediatamente por debajo de los depósitos del evento pertenecen a la biozona de *Pr. trinidadensis*, con una edad Paleoceno inferior medio-alto, mientras que los primeros depósitos datados inmediatamente por encima del evento se han incluido en la biozona de *Pr. uncinata*, de edad Paleoceno inferior alto. Por tanto, el evento queda datado como Paleoceno inferior medio a alto.

5.6.4. Evolución vertical

En el sector de Alfaz del Pi se han reconocido tres unidades: la formación Aspe, la Formación Raspay y la formación Agost.

El depósito de la fm. Aspe tuvo lugar en un medio marino hemipelágico carbonático, por debajo de la zona fótica, en condiciones marinas normales y con predominio de la decantación, que recibía aportes variables de sedimento de grano muy fino y que posiblemente estaba afectado por la influencia de corrientes de fondo. Las condiciones de sedimentación de esta unidad se mantuvieron muy homogéneas, ya que no se han observado variaciones importantes en cuanto a la litología o en el contenido fósil de la facies que representa la práctica totalidad de la unidad. La única variación reconocida consiste en el mayor o menor contenido en terrígenos de grano muy fino a limo, que podría estar relacionada con ligeras variaciones de tipo climático y/o con oscilaciones del nivel relativo del mar. Se han podido reconocer hasta cinco secuencias de carbonatación que podrían corresponder con variaciones en el nivel relativo del mar (fig. 5.6.19).

El paso de la fm. Aspe a la Fm. Raspay estuvo marcado por un importante aumento en la entrada de terrígenos de grano muy fino. La sedimentación de la Formación Raspay tuvo lugar en un ambiente hemipelágico mixto, caracterizado por una alta turbidez de las aguas y situado por debajo de la zona fótica, a profundidades batiales superiores, algo mayores que las de la fm. Aspe. Hacia techo, la entrada de terrígenos de grano muy fino fue decreciendo, al mismo tiempo que se registraba una ligera somerización.

La unidad quedó limitada a techo por el desarrollo de una discontinuidad de corta duración. Tras esta discontinuidad, comenzó el depósito de la fm Agost, en un medio de características muy similares a las descritas para los últimos episodios de la Fm. Raspay, esto es, en un medio hemipelágico mixto, bien oxigenado y localizado por debajo de la zona fótica, pero a profundidades marcadamente superiores (fig. 5.6.19). En sus primeros episodios, la sedimentación de esta unidad continuó bajo condiciones bastante inestables, con desarrollo de numerosas estructuras de deformación sinsedimentaria de tipo *slump*, al igual que la unidad infrayacente. La sedimentación de estos primeros metros se vio bruscamente interrumpida por el desarrollo de un nivel conglomerático de carácter turbidítico tras el cual quedó registrada una interrupción sedimentaria. Posteriormente, la sedimentación continuó en un medio hemipelágico progresivamente más estable y con menores aportes de siliciclásticos de grano fino.

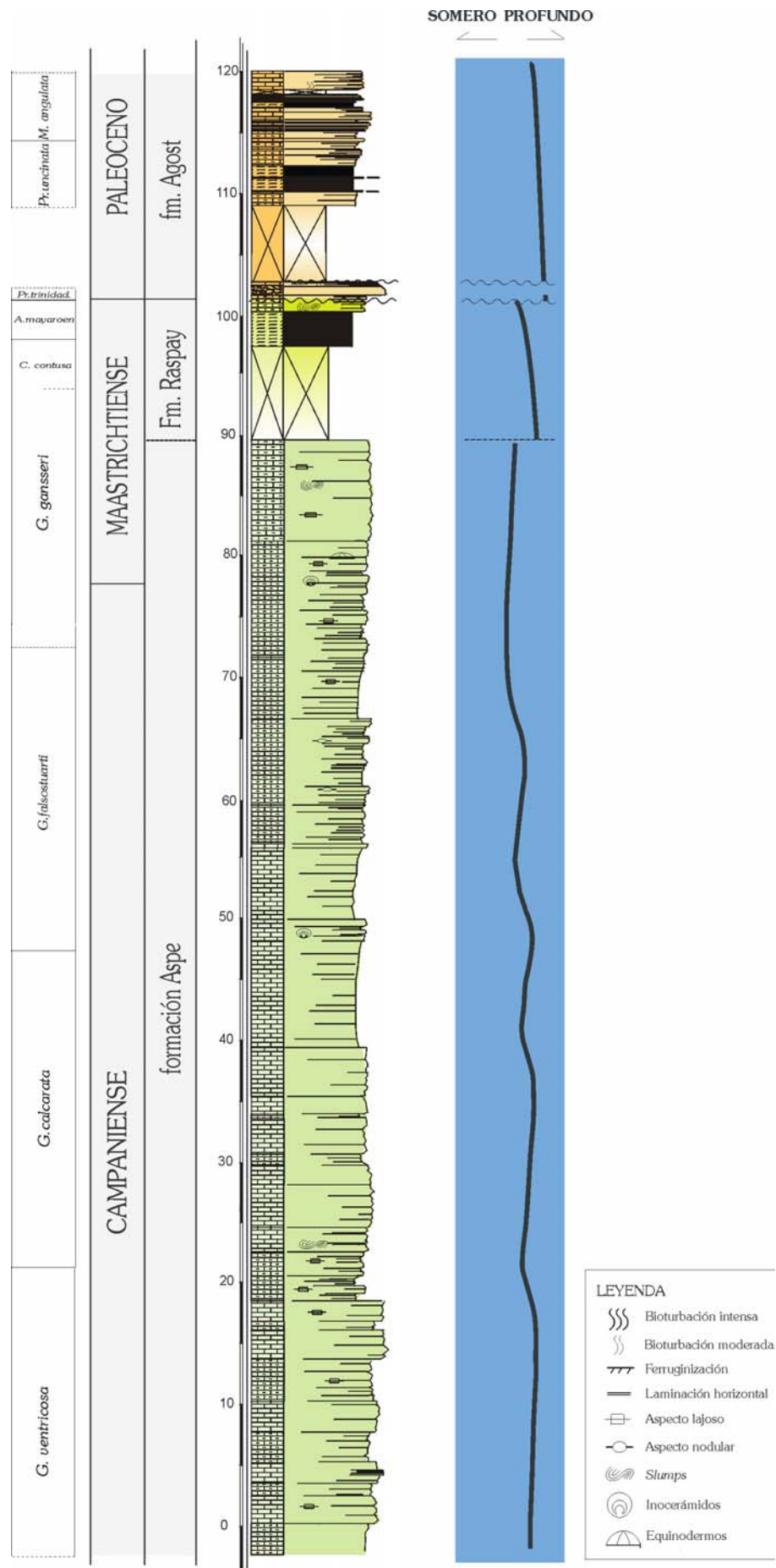


Figura 5.6.19. Evolución en la vertical de las unidades reconocidas en el área Alfaz del Pi-Foies Blanques.

5.7. Sector de Aspe

El afloramiento de Aspe se encuentra aproximadamente un kilómetro al sur de la localidad alicantina de Aspe, en una zona de pequeñas fincas con cultivos, delimitada al E por la carretera que une Novelda con Elche y al O por la que une Aspe con Crevillente. El afloramiento queda incluido dentro de la hoja nº 893 (Elche) a escala 1:50.000. Se encuentra en una zona con escaso relieve, con altitudes medias en torno a los 150 - 200 m. La mayor cota de la zona está representada en el Cerro de los Tres Hermanos, con 371,9 m de altura. El afloramiento se encuentra en una pequeña elevación alargada con dirección NO-SE que destaca ligeramente en el terreno al quedar delimitada al NE por el Barranco de las Monjas y al SO por el Barranco de la Fuente del Hermano.

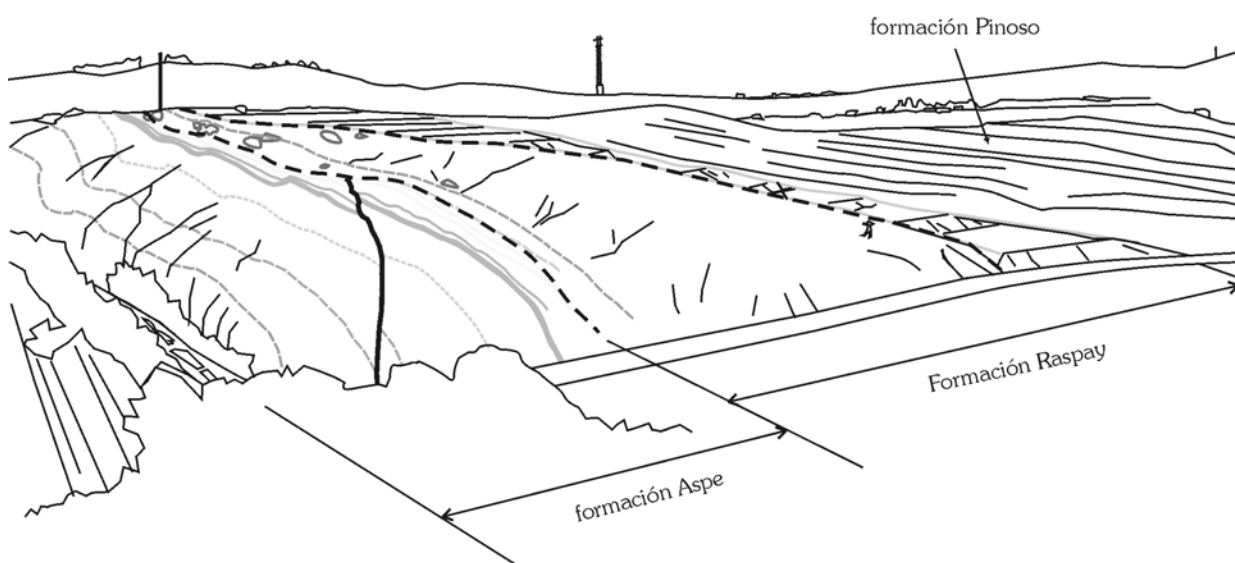


Figura 5.7.1. Vista general de las unidades estudiadas en la sección de Aspe en la parte superior y su esquema explicativo en la parte inferior de la imagen.

Se ha estudiado una sección general que abarca desde el Campaniense superior al Paleoceno terminal-Eoceno y que constituye una sucesión de 137 metros de espesor (fig. 5.7.1. y 5.7.2), y ocho secciones parciales del techo de la formación Aspe y base de la Formación Raspay.

A la sección general, que cruza el afloramiento de un barranco a otro, le corresponden las siguientes coordenadas Lambert:

Columna Aspe: base (x=854,7; y=417,2) y techo (x=854,9; y=417,4)

Las secciones parciales se realizaron en las inmediaciones de la columna general y se han siglado con el mismo nombre que ésta, “Aspe”, añadiéndoles números romanos de I a VIII siguiendo la dirección del afloramiento de SE a NO.

A grandes rasgos, en campo se pueden diferenciar tres unidades con características claramente distintivas (fig. 5.7.1):

Una unidad inferior carbonática, la **formación Aspe** (Campaniense superior bajo-Maastrichtiense inferior), de carácter rítmico y finamente tableada, en la que alternan calizas y margocalizas de tonos salmón y blanquecino, que ofrece bastante relieve en contraste con la unidad contigua suprayacente. Esta unidad presenta una potencia mínima de 55 metros (su base no llega a aflorar en esta sección) (fig. 5.7.2 A y B). La unidad aflora en la franja más SO de la pequeña elevación en la que se encuentra el afloramiento y se extiende hacia el S y el O. Existen otros pequeños afloramientos un poco más al N, en el ángulo que forman las carreteras que unen Aspe con Crevillente y con Elche.

A techo, la unidad queda limitada por la discontinuidad regional de edad Maastrichtiense medio, sobre la que se apoyan los depósitos de la Fm. Raspay.

La **Formación Raspay** (Maastrichtiense superior) aflora en una pequeña vaguada de orientación NO-SE, delimitada por los resaltes que ofrecen la fm. Aspe y la fm. Pinoso (ver fig. 5.7.1). La unidad muestra en esta sección una potencia de 50 m y está constituida por margas de color verde (figs. 5.7.2 B y 5.7.2 C), de aspecto bastante caótico.

Los últimos metros de esta unidad margosa fueron aterrazados para el cultivo de almendros. Las primeras muestras tomadas tras el tramo cultivado pertenecen a la formación Pinoso y han sido datadas ya como Paleoceno superior terminal.

La **formación Pinoso** (Thanetiense superior alto a llerdiense medio) aflora en la franja más nororiental del promontorio de dirección NO-SE (ver fig. 5.7.1). Se trata de una unidad bien estratificada, en la que alternan niveles margosos ocre-verdes y calcareníticos beige a ocre, que ofrece también bastante resalte y que contrasta claramente con los materiales fundamentalmente margosos y con poco resalte de la unidad infrayacente. A pesar de que el contacto entre las formaciones Raspay y Pinoso está cubierto en la sección analizada en Aspe, en las inmediaciones de dicha sección se ha podido comprobar que la fm. Pinoso se apoya discordantemente sobre la serie cretácica. La formación Pinoso presenta un espesor mínimo de 30 metros (fig. 5.7.2 D), ya que se encuentra cortada a techo por una falla subparalela a la estratificación.

Toda la sucesión analizada se encuentra afectada por numerosas fallas bastante tendidas.

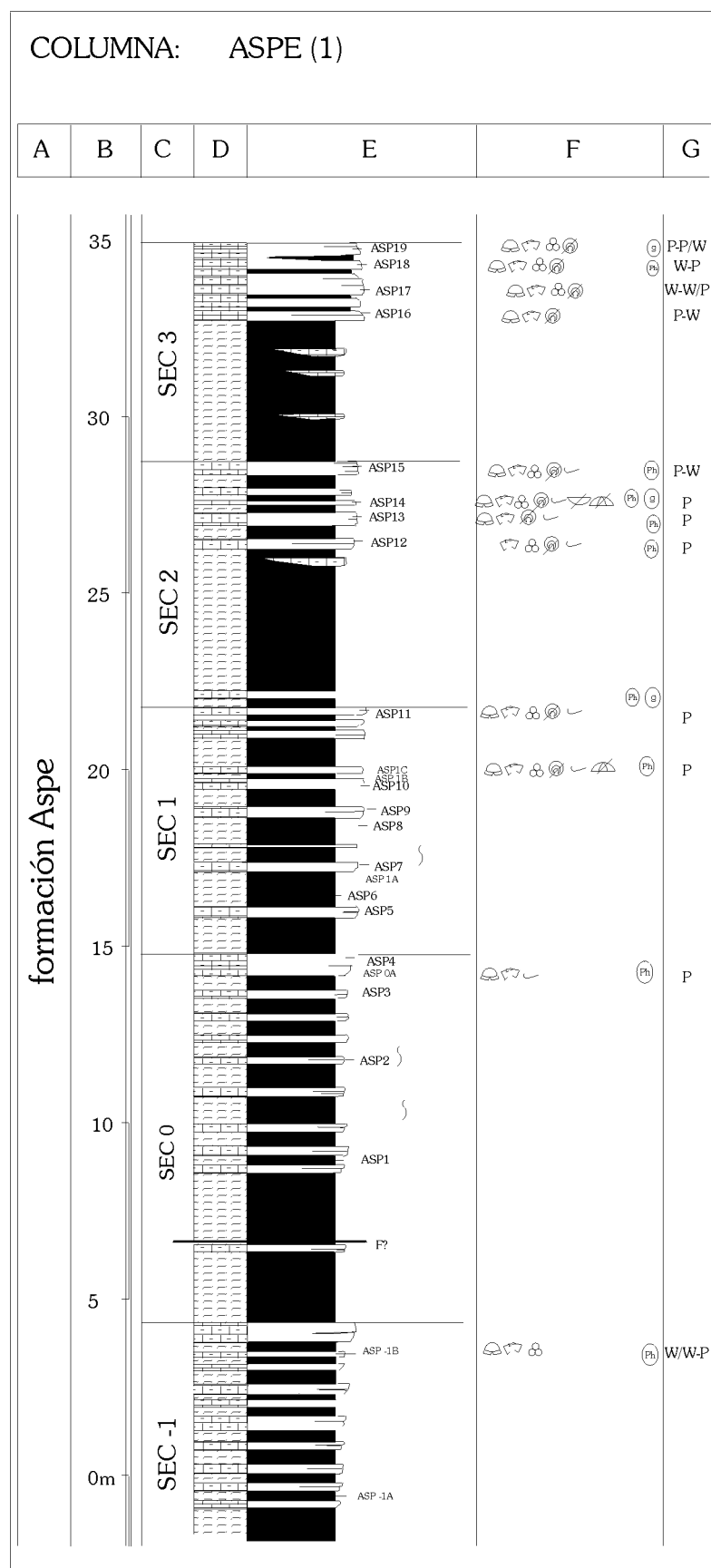


Figura 5.7.2 A. Columna estratigráfica de Aspe (continúa).

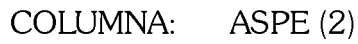


Figura 5.7.2 B. Columna estratigráfica de Aspe (continúa).

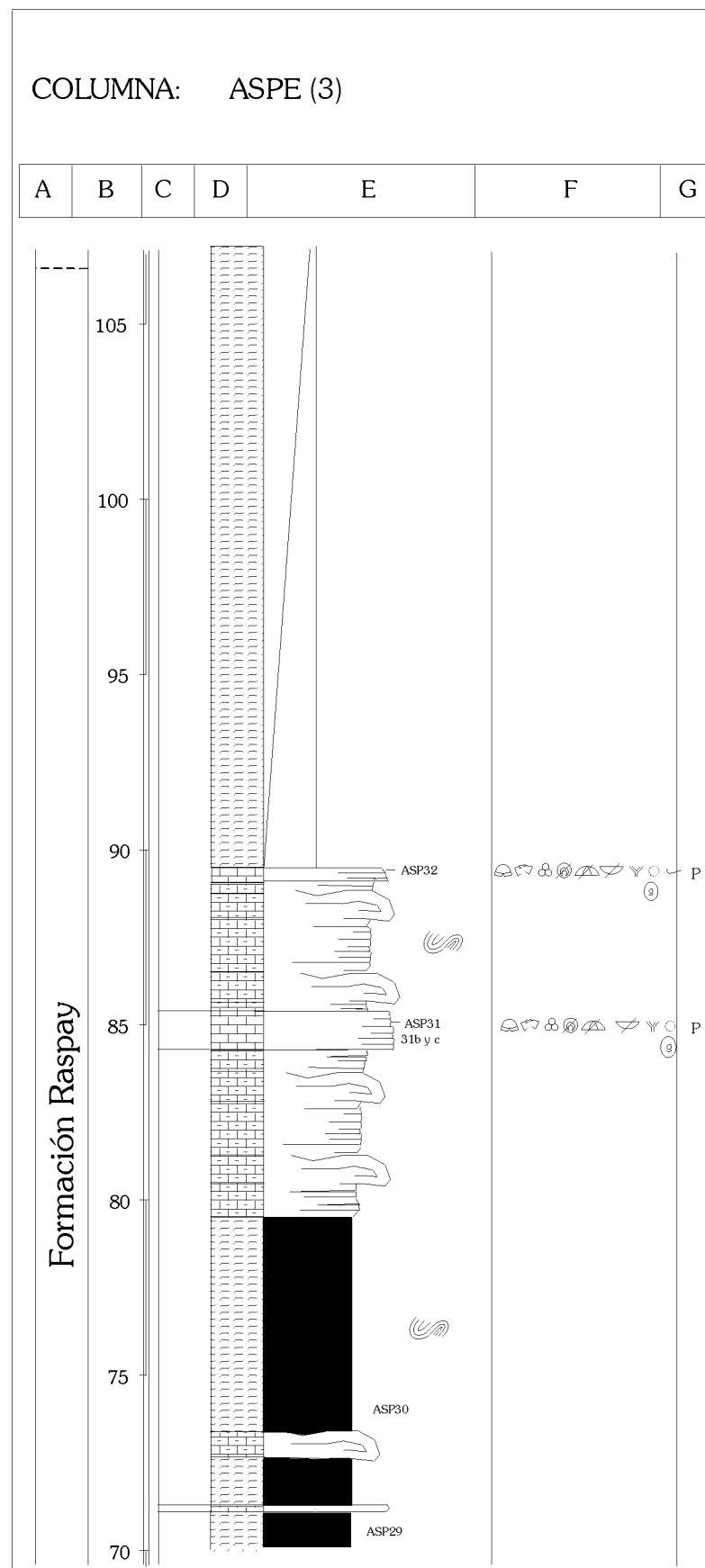


Figura 5.7.2 C. Columna estratigráfica de Aspe (continúa).

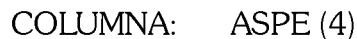


Figura 5.7.2 D. Columna estratigráfica de Aspe (continuación y final).

5.7.1. Sedimentología

Formación Aspe

Unidad de carácter marcadamente rítmico, constituida por alternancias de calizas a calizas margosas y margas a margocalizas de tonos rojizos, salmón y blanquecinos (fig. 5.7.3). Los primeros metros de la unidad son más margosos, con finas intercalaciones más carbonáticas, y muestran tonalidades verdosas a grisáceas.

Esta unidad se encuentra afectada por fallas inversas sinsedimentarias bastante tendidas, entorno a los 10 - 25°, que presentan saltos de rango decimétrico a métrico (fig.5.7.1).



Figura 5.7.3. Aspecto marcadamente rítmico de la fm. Aspe.

Se han diferenciado dos facies que corresponden a los dos términos extremos dentro de las alternancias, una facies para los niveles más carbonáticos, constituidos por calizas y calizas margosas, y otra facies para los niveles margosos (fig. 5.7.4). Ambas facies se incluyen en una única asociación de facies que caracteriza ambientes marinos abiertos de tipo hemipelágico.

Asociación de facies de ambientes hemipelágicos carbonáticos a mixtos

A	B	C	D	E	F
formación Aspe	Medio marino hemipelágico carbonático a mixto	A.1	Calizas y calizas margosas W-P P-W ***	< 1 %	 ↑P/B
		A.2	Margas a margocalizas verdes a rojas ***		 ↑P/B

Figura 5.7.4. Características de las dos facies que constituyen la asociación de facies de ambientes hemipelágicos de la fm. Aspe. A) Unidad; B) Ambiente sedimentario; C) Siglas de la facies; D) Denominación de la facies y su abundancia relativa (un asterisco indica una abundancia baja, dos, una abundancia media y tres, una alta abundancia relativa); E) Contenido en granos de cuarzo y F) Asociación fósil y grado de bioturbación (un símbolo de bioturbación indica una bioturbación ligera, dos, una bioturbación moderada y tres, intensa).

La facies A.1 está constituida por calizas y calizas margosas de tonos beige a salmón, bien estratificadas, en bancos de espesor decimétrico. La bioturbación que afecta a estos materiales es de ligera a moderada. Está representada por pequeños tubos de escasos milímetros de diámetro y por *Zoophycos*. Este último tipo de bioturbación, constituida por estructuras laminares (*spreiten*), se reconoce fácilmente tanto en campo como en lámina delgada. En campo las láminas en sección se observan como “lunas” alternantes de sedimento retrabajado y no retrabajado, mientras que en lámina delgada aparecen como bandas alternantes más y menos ricas en bioclastos que se disponen en lo que Robaszynski *et al.* (2000) denominan “*coup de balai*”, resultado del “barrido” producido por el organismo productor de la estructura (fig. 5.7.5 B). En estos materiales es posible reconocer ocasionalmente una cierta laminación. Son biomicritas con texturas de tipo *wackestone* a *packstone* (fig. 5.7.5), de grano fino a muy fino, con pequeñas proporciones (siempre inferiores al 1%) de granos de cuarzo sub-angulosos a sub-redondeados, de tamaño arena fina. A techo de algunos tramos de la parte superior de esta unidad se han reconocido costras ferruginosas de pequeño desarrollo.

Entre el contenido fósil de esta facies destaca la presencia de restos de inocerámidos y de equínidos, y, en menor cantidad, de pequeños dientes de peces. Entre los microfósiles, que dominan la asociación fósil, destacan los foraminíferos planctónicos, fundamentalmente los carenados, las calciesferas y ostrácodos y algunos foraminíferos bentónicos de pequeño tamaño.

La relación entre los foraminíferos planctónicos y los bentónicos (P/B) es elevada (superior al 75%). El grado de conservación es bueno, a pesar de que los inocerámidos y los equínidos suelen estar fragmentados.

La facies incluye pequeños clastos subredondeados de glauconita y de naturaleza fosfática. A menudo se reconocen partículas de óxidos de hierro, que pueden llegar a ser puntualmente bastante importantes, y minerales opacos.

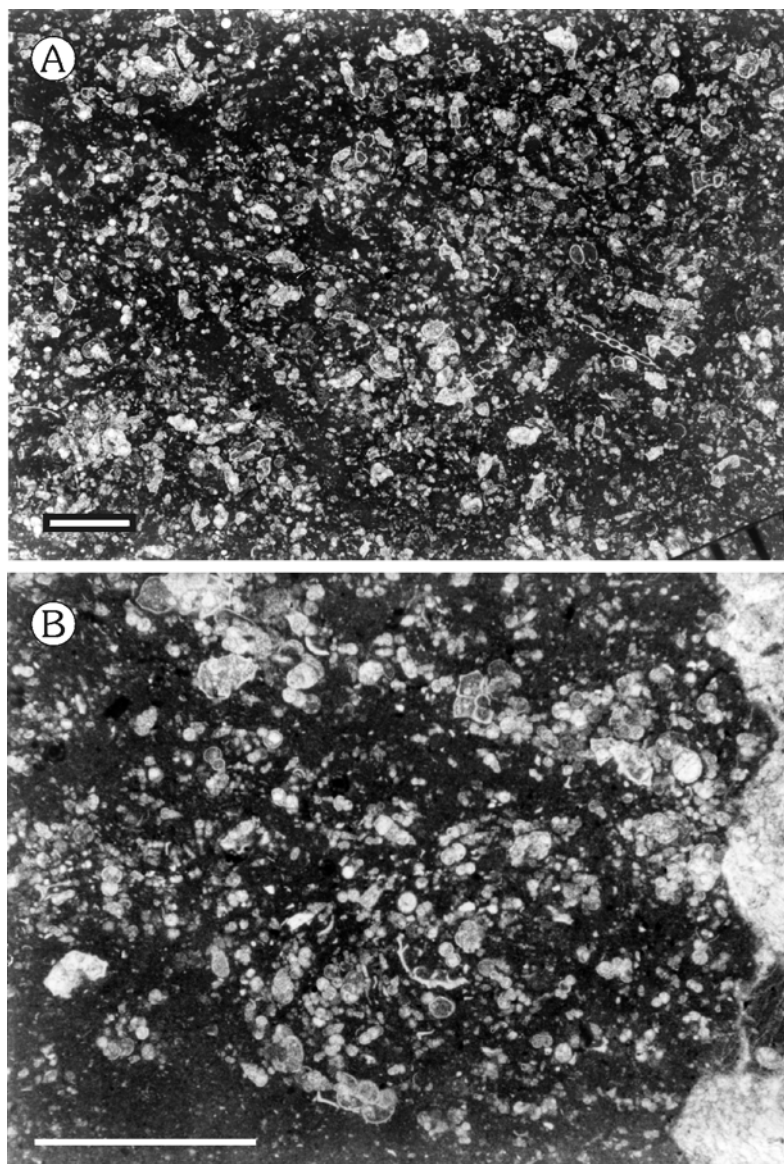


Figura 5.7.5. Facies A.1 al microscopio. **A.** Biomicritas *wackestone-packstone* bioturbadas y muy ricas en foraminíferos planctónicos. **B.** Bioturbación de tipo *Zoophycos* en la facies A.1. Se observan bandas curvas alternantes más y menos ricas en bioclastos como resultado de la actividad del organismo productor de la estructura. Escala: 1mm.

La facies A.2 está representada por margas con contenidos variables en carbonato. El color de estos materiales varía de base a techo, presentando en los primeros metros tonos gris-verdosos y rojizos en el resto de la unidad.

Su contenido fósil incluye abundantes restos de inocerámidos y de equínidos, así como numerosos foraminíferos planctónicos y escasos foraminíferos bentónicos. La relación P/B sigue siendo alta en esta facies (superior también al 75%). El estado de conservación es bueno en general, aunque los inocerámidos y los equínidos están fragmentados y los foraminíferos bentónicos suelen estar algo peor conservados.

Interpretación ambiental

La única estructura sedimentaria que se ha observado en estos materiales corresponde a la bioturbación, representada fundamentalmente por *Zoophycos*. Esta estructura orgánica suele aparecer frecuentemente en icnofacies de baja diversidad, como ocurre en los materiales de esta unidad. Existe bastante controversia acerca de la interpretación de esta estructura biogénica, tanto en lo referente al tipo de organismo productor como al paleoambiente en que fue producida. Al parecer, la distribución paleoambiental de *Zoophycos* ha variado considerablemente desde su primera aparición en el registro sedimentario: mientras que las formas sencillas de *Zoophycos* del Paleozoico parecen ser comunes en aguas marinas someras, en el Mesozoico y el Cenozoico, las formas, algo más complejas de esta estructura, son mucho más comunes en depósitos de aguas marinas profundas (Bottjer y Droser, 1992). En cualquier caso, parece ser que su distribución ambiental está más controlada por los niveles de oxígeno que por su batimetría. Parece ser que el organismo productor de esta estructura muestra una preferencia por sustratos pobres en oxígeno, ricos en materia orgánica, pero, la presencia de *Zoophycos* por sí misma no indica de un modo necesario que la interfase agua/sedimento estuviese empobrecida en oxígeno (Bromley y Ekdale, 1984). En el caso particular de esta unidad, la asociación fósil, que no sólo incluye organismos planctónicos, sino también bentónicos, y el color beige a salmón de los materiales, parecen indicar una buena oxigenación del medio.

De las dos facies diferenciadas, la facies margosa A.2, rica en arcillas, indicaría la presencia de una importante cantidad de sedimentos de grano muy fino en suspensión en el medio y, por lo tanto, de una alta turbidez, mientras que la facies A.1, más carbonática, apuntaría a ambientes de aguas más limpias. La ausencia en ambas facies de organismos que necesiten luz solar para su desarrollo indicaría que el depósito de esta unidad tuvo lugar por debajo de la zona eufótica, lo que significaría, de acuerdo con las estimaciones de Sturrock (1996), profundidades superiores a los 150 m.

Por otra parte, la tenue laminación reconocida en la facies A.1, junto con la abundancia de texturas de tipo *packstone* podría ser el resultado de un cierto retoque de estos materiales por corrientes.

Los tonos rojizos que muestran a menudo los depósitos marinos abiertos del Cretácico Superior han sido explicados por Eren y Kadir (1999) como resultado de la presencia de hematites, lo que indicaría condiciones oxidantes durante la diagénesis temprana en un ambiente marino relativamente profundo.

La glauconita y los fosfatos, presentes en esta asociación como pequeños cantos de tamaño arena, serían el resultado del depósito en condiciones de velocidad de sedimentación relativamente bajas, que permitirían la formación de estos minerales autigénicos (Odin y Letolle, 1980; Allaby y Allaby, 1990).

En su conjunto, la asociación de facies que caracteriza esta unidad define un medio de sedimentación hemipelágico carbonático a mixto, situado por debajo de la zona fótica. La acumulación de estos materiales fue en su mayor parte resultado de la decantación en un medio tranquilo y oxigenado.

Las diferencias reconocidas en la proporción de sedimentos de grano muy fino en suspensión entre la facies A.1, rica en carbonato, y la facies A.2, rica en arcillas, serían el resultado de una menor o mayor entrada de terrígenos de grano muy fino, posiblemente en relación con variaciones de carácter climático y/o a variaciones en el nivel relativo del mar.

Las finas costras ferruginosas desarrolladas a techo de algunos bancos calizos de la facies A.1 en la parte más alta de la unidad, indicarían muy bajas velocidades de sedimentación, incluso pequeñas paradas en la sedimentación, relacionadas, probablemente, con el desarrollo de la discontinuidad a techo de esta unidad.

Formación Raspay

Unidad constituida por margas verdes, entre las que se intercalan finos niveles algo más carbonatados y niveles calcareníticos de grano grueso.

Toda la unidad se encuentra afectada por deformaciones de tipo *slump* que le confieren un aspecto muy caótico y que no permiten reconocer una ritmicidad bien definida.

En conjunto se han diferenciado dos asociaciones de facies para esta unidad, una primera asociación de facies de ambientes hemipelágicos mixtos y una segunda asociación de facies de ambientes hemipelágicos con aportes turbidíticos.

Asociación de facies de ambientes hemipelágicos mixtos (fig. 5.7.6). Asociación de facies dominante en esta unidad, formada por margas de color verde, poco plásticas en general (facies B.1), entre las que se reconocen niveles de espesor decimétrico a centimétrico de calizas margosas de tonos verde claro (facies B.2).

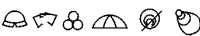

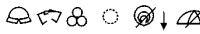
A	B	C	D	E	F
Formación Raspay	Medio marino hemipelágico mixto	B.1	* * * Margas verdes		 ↑ P/B
		B.2	* * Calizas margosas W 	2 % - 3% ↑ P/B	 ↑ P/B

Figura 5.7.6. Síntesis de las características de las dos facies que componen la primera asociación de facies en la Fm. Raspay. A) Siglas asignadas a las facies. B) Denominación de la facies y su abundancia relativa (un asterisco supone una baja abundancia, dos, moderada y tres, alta). C) Contenido en granos de cuarzo y D) Contenido fósil y, en el extremo derecho, el grado de bioturbación (un símbolo indica una bioturbación ligera, dos, moderada y tres, intensa).

Estos materiales están afectados por una bioturbación ligera. Los niveles más ricos en carbonato son de composición biomicrítica, de textura *wackestone* y tamaño de grano fino (fig. 5.7.7), con proporciones pequeñas y variables (entre un 2-3%) de granos de cuarzo de tamaño arena fina a muy fina. No se ha reconocido una orientación preferente de sus componentes.

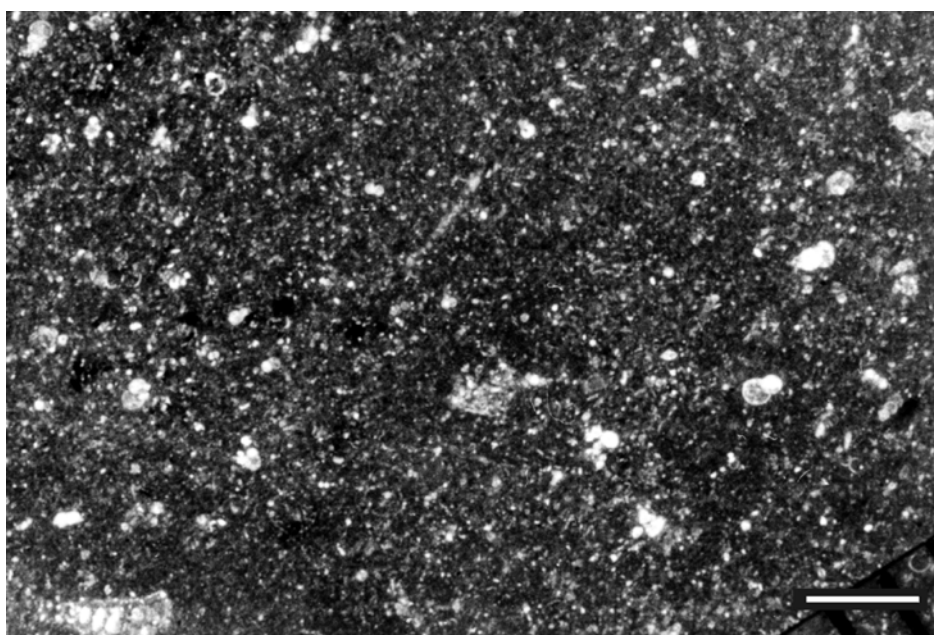


Figura 5.7.7. *Wackestone* rico en foraminíferos planctónicos y bentónicos de la primera asociación de facies. Escala gráfica: 1mm.

Su contenido fósil incluye equínidos irregulares, restos de inocerámidos y algunos gasterópodos, junto con abundantes microfósiles. Entre éstos últimos destacan ricas asociaciones de foraminíferos planctónicos, carenados y globosos, y de foraminíferos bentónicos de pequeño tamaño de paredes calcáreas y aglutinadas calcáreas y de terrígenos, y calciesferas. La relación entre foraminíferos planctónicos/bentónicos (P/B) es elevada (superior al 70-75%). El estado de conservación es de bueno a muy bueno, especialmente en las asociaciones de foraminíferos, sin embargo, los equínidos y los inocerámidos suelen estar fragmentados.

Asociación de facies de ambientes hemipelágicos con aportes turbidíticos (fig. 5.7.8). Formada por calizas calcareníticas de color beige a ocre claro, que aparecen como intercalaciones de espesor decimétrico a métrico, bastante continuas y competentes, entre los materiales de la primera asociación de facies. Estas intercalaciones muestran bases muy netas, con frecuentes estructuras de impacto y *flute casts*, suelen estar internamente estratificadas en finos bancos de espesor decimétrico a centimétrico y presentar granoselección positiva y sus techos suelen mostrar costras ferruginosas.


A	B	C	D	E	F
Formación Raspay	Medio marino hemipelágico con aportes turbidíticos	B.3	Calcarenitas bio-litoclásticas <i>packstone</i> a <i>grainstone</i> de grano grueso-medio con estratific. cruzada ↑ ⊕ ↑ ⊕	5 - 8%	 ↓ P/B
		B.4	Calcarenitas bio-litoclásticas <i>packstone</i> a <i>grainstone</i> de grano grueso a medio con tenue laminac. paralela		

Figura 5.7.8. Características de las facies de la segunda asociación en la Fm. Raspay. Ver fig. 5.7.6 para leyenda.

En estos bancos turbidíticos se han reconocido dos facies, B.3 y B.4 (fig. 5.7.8). La facies B.3 está constituida por depósitos calizos calcareníticos groseros que se caracterizan por mostrar estratificación cruzada (fig. 5.7.9). Esta facies puede componer la totalidad de algunos bancos o bien quedar limitada a la parte inferior de los mismos. Son calcarenitas litoclásticas y bioclásticas, de grano muy grueso a medio y texturas *packstone* a *grainstone*, con un contenido en granos de cuarzo de tamaño arena fina entre el 5 y el 8%, que se concentra principalmente en las paredes de los foraminíferos bentónicos aglutinados. La facies B.4 está formada por depósitos calcareníticos que presentan una tenue laminación paralela. Se trata de calcarenitas litoclásticas y bioclásticas de tamaño de grano grueso a medio, que muestran porcentajes en granos de cuarzo similares a los de la facies previa que se concentran también en las paredes de foraminíferos aglutinados de terrígenos (fig. 5.7.10 B).



Figura 5.7.9. Niveles calcareníticos con estratificación cruzada de la asociación de facies turbidíticas.

En esta asociación se reconoce una mezcla de fósiles de diferentes ambientes y batimetrías, siendo particularmente abundantes los restos fósiles de ambientes bastante someros. Entre su contenido fósil destaca la presencia de restos de equínidos, de inocerámidos y de otros bivalvos, de briozoos y de algas rojas, así como numerosos foraminíferos bentónicos de gran tamaño, de paredes hialinas y aglutinadas, algunas calciesferas y escasos foraminíferos

planctónicos (fig. 5.7.10). La relación P/B es baja, inferior al 30%. El estado de conservación es bastante variable de unos grupos a otros. Los bivalvos suelen estar desarticulados y algo fragmentados y los inocerámidos y equínidos fragmentados, mientras que las algas rojas están desarticuladas, fragmentadas y, a veces, algo micritizadas. Los prismas de inocerámidos, además, pueden estar fosfatizados. El resto del contenido fósil muestra un mejor grado de conservación.

Los abundantes litoclastos que incluyen estas calcarenitas muestran una composición biomicrítica, con abundantes foraminíferos planctónicos. También incluidos en estos depósitos se han reconocido abundantes cantitos redondeados de glauconita y de naturaleza fosfática. Estos últimos pueden incluir pequeños bioclastos.

Estos depósitos con granoselección positiva, estratificación cruzada y, hacia techo, laminación paralela poco desarrollada, muestran características similares a las descritas para los niveles de naturaleza turbidítica de la Fm. Raspay de Caravaca y serían equivalentes al término reconocido en la parte inferior de las turbiditas de la sección de Aixorta (facies A.7 y A.8) (ver apartado 5.3.1 y fig. 5.3.8). Respecto a éstas últimas, estos depósitos muestran tamaños de grano algo superiores, estratificación cruzada mejor desarrollada y una mayor proporción de bioclastos someros.

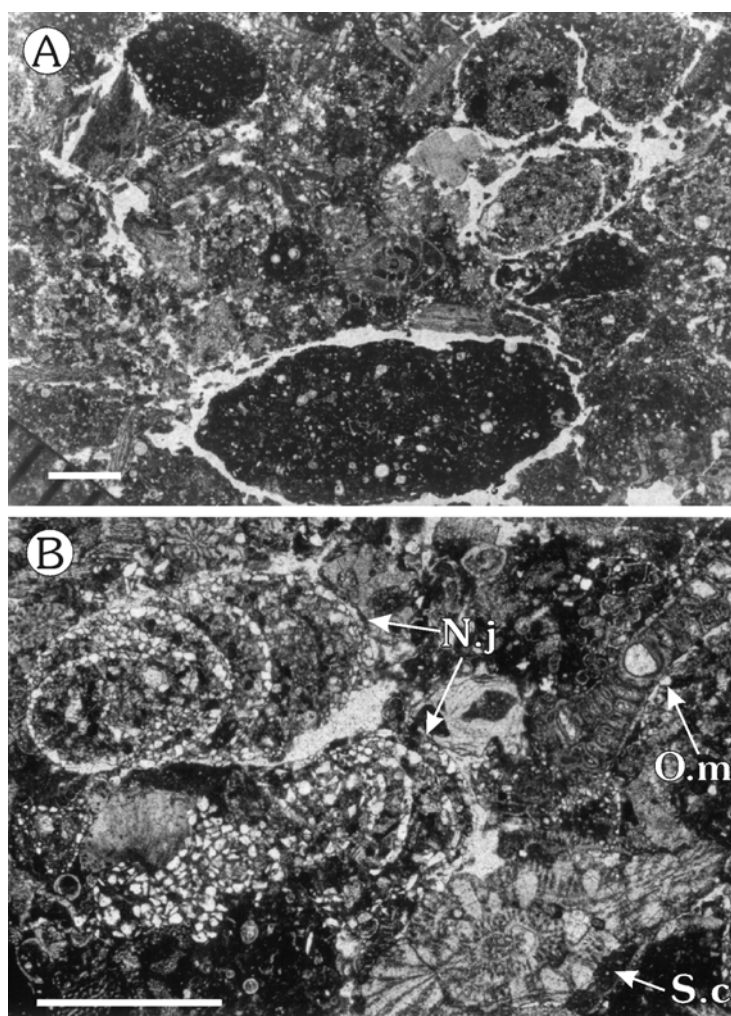


Figura 5.7.10. Dos imágenes al microscopio de las calcarenitas lito y bioclásticas de la asociación de facies turbidíticas (facies B.4). **A)** Aspecto general, en el que destacan los grandes foraminíferos bentónicos hialinos y aglutinados de terrígenos, característicos de aguas someras, así como los litoclastos biomicríticos ricos en foraminíferos planctónicos. **B)** Detalle en el que se muestran algunos de los foraminíferos macrobentónicos incluidos en estas calcarenitas: *Navarella joaquinii* (foraminífero bentónico aglutinado de terrígenos, **N.j.**), *Siderolites calcitrapoides* (**S.c.**) y *Omphalocyclus macroporus* (**O.m.**). Escala gráfica: 1 mm.

Interpretación ambiental

El ambiente de depósito de la primera asociación de facies sería similar a los descritos para esta unidad en la Sierra de Aixorta y en el sector de Alfáz-Foies, aunque respecto a éste último el medio representado en Aspe recibía aportes de sedimento de grano muy fino algo menores. En cuanto a la paleobatimetría de estos depósitos, las ricas asociaciones de foraminíferos bentónicos reconocidas en los niveles más margosos indican que su depósito tuvo lugar en un ambiente marino batial, de al menos 200 metros de profundidad, de acuerdo con las estimaciones paleobatimétricas de van Morkhoven *et al.* (1986).

De este modo, se interpreta que el depósito de esta primera asociación de facies tuvo lugar en un medio marino hemipelágico mixto bastante inestable, como lo demuestran las abundantes estructuras de tipo *slump* que afectan a estos depósitos, poco agitado, bajo condiciones marinas normales y a profundidades batiales, en el que predominaba la decantación.

La segunda asociación de facies, de calcarenitas lito y bioclásticas, con estratificación cruzada, con una tenue laminación paralela hacia techo, con orientación preferente de sus componentes, cargadas en terrígenos de grano más grueso y un contenido fósil caracterizado por una importante mezcla de restos de diferentes ambientes, más y menos someros, y con evidencias de desarticulación y de fragmentación, corresponderían a depósitos de carácter turbidítico, que irrumpían en estos medios marinos tranquilos. Las ferruginizaciones reconocidas a techo de algunos niveles se explican como paradas en la sedimentación tras la irrupción de los depósitos turbidíticos. Estos depósitos, de grano bastante grueso, con abundantes litoclastos matriz-sostenidos en su parte inferior y con laminación paralela hacia techo, serían equivalentes a los términos S_2 a S_3 definidos por Lowe (1982) a Ta de Bouma (1962). Los depósitos con estratificación cruzada podrían corresponder a un término basal, equivalente al término S_1 de Lowe (1982).

En conjunto, el depósito de esta unidad tuvo lugar en un contexto mucho más inestable tectónicamente que el que reinó durante el depósito de la fm. Aspe.

Formación Pinoso

Unidad de carácter bastante rítmico, constituida por alternancias de calizas limosoarenosas y de margas a margocalizas. Hacia techo de la unidad, los niveles más carbonáticos van siendo más numerosos y van adquiriendo mayor potencia frente a los tramos margosos.

Se han diferenciado tres facies, una en los tramos más margosos y las otras dos en las calizas limosoarenosas. Estas tres facies se agrupan en una única asociación de facies que caracteriza una plataforma externa mixta, carbonatado – siliciclástica, con aportes turbidíticos (fig. 5.7.11).


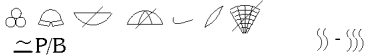

A	B	C	D	E	F
formación Pinoso	Plataforma externa mixta	C.1	*** Margas y margocalizas ocres-verdosas		 ↑ P/B
		C.2	*** Calcarenitas limoso - arenosas P	(g) (Ph) 5% - 10%	 ≈ P/B
		C.3	* Calcarenitas lito-bioclásticas con fauna reelaborada P	↓(g) (Ph) 4 - 8%	 ≈ P/B

Figura 5.7.11. Características de las facies reconocidas en la fm. Pinoso en la sección de Aspe. Ver fig. 1.4.2. y fig. 5.7.6. para leyenda.

Asociación de facies de plataforma externa mixta con aportes turbidíticos

La facies C.1 es la facies dominante en los primeros metros de la unidad. Está formada por margas de color ocre a verde, con contenidos variables en carbonato. La estructura sedimentaria más abundante es la bioturbación, de ligera a moderada, constituida por tubos de diferente diámetro y orientación.

Entre su contenido fósil destacan los equínidos y las espículas de esponja, junto con una rica asociación de foraminíferos planctónicos, de caparazones globosos y trocoespirales angulosos, y de foraminíferos bentónicos, de pequeño tamaño y con paredes de composición variable, y algunos ostrácodos. La relación entre los foraminíferos planctónicos y bentónicos (P/B) es alta, superior al 65-70%). Los restos fósiles muestran un estado de conservación bueno, salvo los equínidos, que están algo fragmentados.

La facies C.2 está representada por calizas limosoarenosas algo ferruginizadas, de color beige a ocre, en bancos de espesor decimétrico a centimétrico y aspecto algo nodular que parece aumentar hacia techo de la unidad. Están afectadas por una bioturbación moderada a intensa, especialmente marcada a techo de algunos bancos. Son calcarenitas de grano fino con textura *packstone* (fig. 5.7.12) que están muy recristalizadas y muestran porcentajes variables (entre 5 – 10%) de granos de cuarzo angulosos a subangulosos, de tamaño arena fina a muy fina. Cuando la bioturbación es algo menor, estas calcarenitas muestran una fina laminación horizontal producida por la orientación preferente de sus componentes.

Su contenido fósil muestra mezcla de faunas marinas de ambientes más someros con faunas de ambientes algo más profundos. Así, entre su asociación fósil destaca la presencia de equínidos, espículas de esponja, bivalvos y algas rojas. Entre los microfósiles destacan los foraminíferos planctónicos, los foraminíferos bentónicos, de pequeño tamaño y paredes hialinas y aglutinadas calcáreas, y los ostrácodos. Su relación planctónicos/bentónicos es media (entorno a un 55%). Este contenido fósil muestra numerosas evidencias de desarticulación y fragmentación, aunque de manera especial los equínidos, bivalvos y algas rojas. Estas últimas, además suelen estar muy micritizadas. También se han reconocido restos bioclásticos fosfatizados que no se han podido identificar.

La facies incluye abundantes partículas sub-redondeadas de glauconita y de fosfatos. Cabe destacar también la presencia, aunque en pequeñas proporciones, de minerales opacos en esta facies.

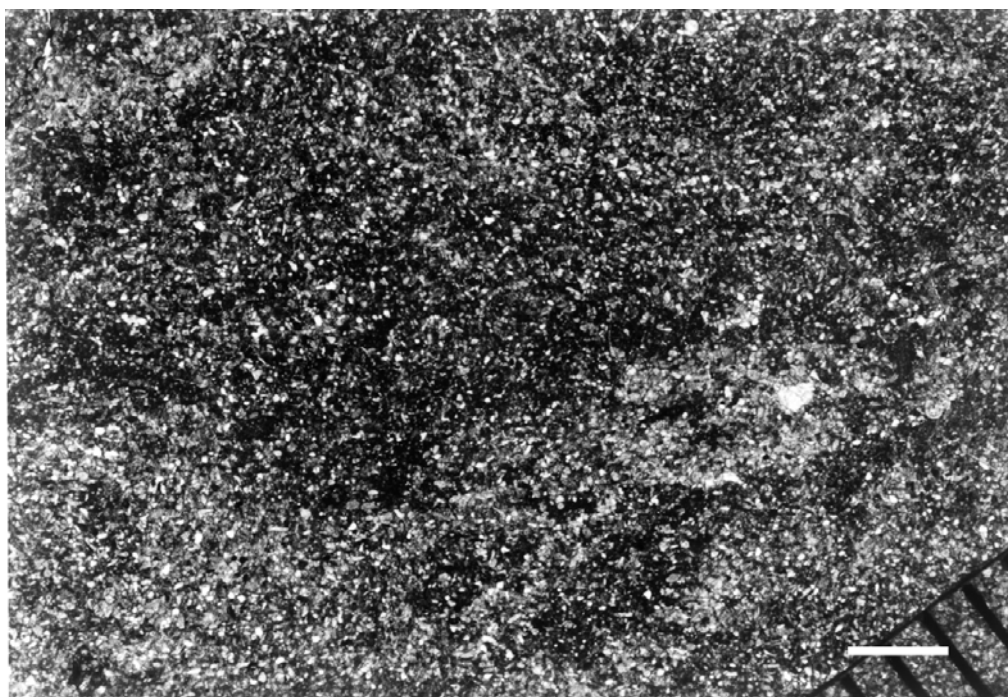


Figura 5.7.12. Facies C.2 de calcarenitas limosoarenosas al microscopio. Escala: 1mm.

La facies C.3 es bastante característica y fácil de diferenciar del resto por una serie de propiedades que describiremos a continuación. Está constituida por calizas lito-bioclásticas de color beige a ocre, en bancos de espesor decimétrico a centimétrico. La única estructura que se ha reconocido consiste en una bioturbación de moderada a intensa. Se trata de calcarenitas litoclásticas y bioclásticas *packstone*, con un tamaño de grano medio a medio-grueso, que

incluyen numerosos litoclastos del Cretácico terminal, litoclastos biomicríticos a micríticos del Terciario y litoclastos del Terciario con texturas *grainstone* con grandes foraminíferos bentónicos de aguas más someras y proporciones variables, entorno a 4 – 8%, de granos de cuarzo angulosos de tamaño fino. No se ha observado una orientación preferente de sus componentes.

Su contenido fósil muestra una importante mezcla de faunas de ambientes profundos y de ambientes más someros, pero también hay mezcla de faunas terciarias con faunas cretácicas reelaboradas (fig. 5.7.13). Las formas cretácicas no quedan restringidas a los litoclastos, son también muy abundantes en la matriz. Entre el rico contenido fósil de esta facies destaca la presencia de equínidos, bivalvos, inocerámidos (reelaborados del Cretácico) y algas rojas, junto con abundantes foraminíferos planctónicos (terciarios y reelaborados del Cretácico), foraminíferos macro y microbentónicos y *Distichoplax biserialis*. En general su contenido fósil está algo fragmentado, aunque especialmente los equínidos, bivalvos, inocerámidos y algas rojas. Los foraminíferos macrobentónicos muestran a menudo evidencias de bioerosión.

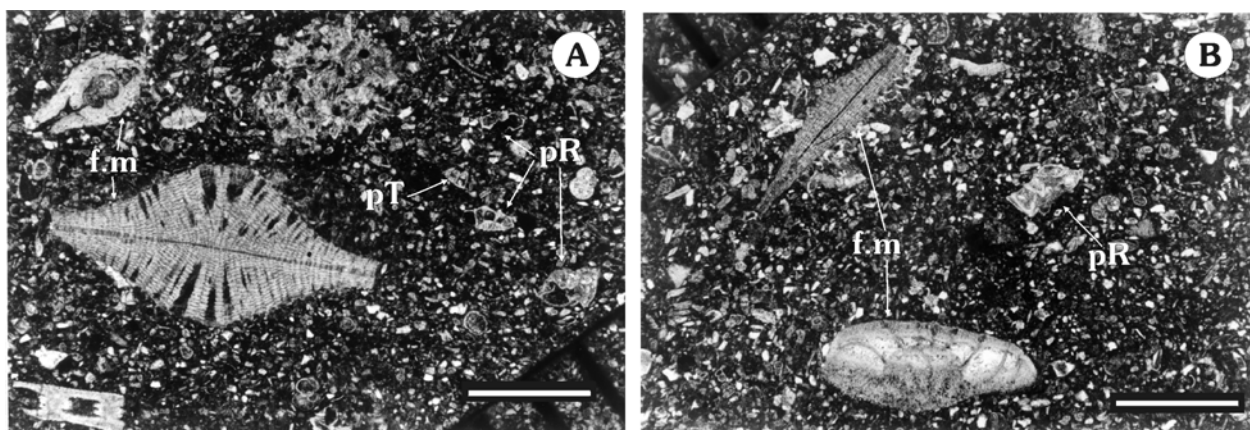


Figura 5.7.13. Dos aspectos de la facies C.3 con mezcla de faunas de diferentes ambientes y de diferentes edades. Es una facies rica en foraminíferos, entre los que destacan los foraminíferos macrobentónicos (**f.m.**), los foraminíferos planctónicos terciarios (**p.T.**) y los foraminíferos planctónicos reelaborados del Cretácico (**p.R.**). Escala: 1mm.

La facies incluye, aunque en baja cantidad, pequeñas partículas de glauconita y de naturaleza fosfática.

Esta facies es la menos abundante y queda restringida a los niveles basales de la unidad.

Interpretación ambiental

Se interpreta que la sedimentación de esta unidad tuvo lugar en una plataforma externa mixta de características similares a las descritas para la fm. Pinoso en la Sierra del Carche. Dentro de este ambiente, la facies B.1, con un contenido fósil bien conservado, con abundantes restos de equinodermos y ricas asociaciones de organismos bentónicos, correspondería a los depósitos autóctonos de este medio marino tranquilo y bien oxigenado. La abundante bioturbación que afecta a estos depósitos, causante de la homogeneización de estos materiales y de que no se reconozcan otras estructuras sedimentarias, apuntaría también a que se trataba de fondos bien oxigenados. Esta facies B.1 es muy rica en arcillas, lo que indicaría un medio tranquilo, en el que predominaba la decantación de fino material en suspensión, caracterizado por una alta turbidez de las aguas. En cuanto a la paleobatimetría de estos depósitos, la rica asociación de foraminíferos microbentónicos permite obtener una profundidad batial, superior a los 200 m, de acuerdo con van Morkhoven *et al.* (1986).

Este medio marino tranquilo recibía aportes de naturaleza calcarenítica (facies C.2 y C.3). Estos depósitos calcareníticos, con una asociación fósil bastante fragmentada y con una importante mezcla de faunas de diferentes ambientes e, incluso, de diferentes edades, que muestran una fina laminación horizontal cuando la bioturbación no la ha borrado y cargadas en terrígenos de grano más grueso, corresponderían a depósitos de origen turbidítico que irrumpían en estos medios marinos abiertos. La intensa bioturbación reconocida a techo de algunos de estos niveles turbidíticos indican muy bajas velocidades de sedimentación tras la irrupción de

estos depósitos turbidíticos. La facies C.2 es equivalente a la facies D.2 descrita en las intercalaciones calcareníticas de la fm. Pinoso en la sección de Maigmo y se correspondería con la facies A.9 descrita en la parte superior del nivel turbidítico de Aixorta (apartado 5.3.1 y fig. 5.3.8), aunque con una mayor proporción de granos de cuarzo. Estos depósitos calcareníticos con laminación paralela serían equivalentes al término Tb de Bouma. La facies C.3, con un grano algo más grosero, correspondería la facies A.8 reconocida en la parte inferior del nivel turbidítico de Aixorta y sería equivalente al término Ta de Bouma.

5.7.2. Biocronoestratigrafía

El estudio bioestratigráfico de los materiales de esta sección se ha basado en el análisis de los foraminíferos planctónicos, tanto a partir de lámina delgada como de levigados (fig. 5.7.14 y láminas 1-3 y 8-12 del apéndice fotográfico).

También se han analizado las asociaciones de foraminíferos microbentónicos en levigado (láminas 4-7 del apéndice fotográfico), que permiten obtener una primera aproximación a la edad de estos materiales y ofrecen una interesante información paleoambiental, y de los foraminíferos macrobentónicos en lámina delgada.

Formación Aspe

Se ha reconocido la siguiente asociación:

Foraminíferos planctónicos: Desde los primeros niveles aflorantes, recordemos que la base de la unidad no aflora en esta sección, hasta el techo de la unidad se han reconocido las biozonas de *Globotruncanella calcarata* y de *Globotruncana falsostuarta* y la parte inferior-media de la biozona de *Gansserina gansseri*.

Biozona de *Globotruncanella calcarata* Biozona de rango total. Sus límites vienen marcados por la primera y última aparición de la especie índice. Junto con la especie que da nombre a la biozona, se han reconocido los siguientes taxones (fig. 5.7.14):

Archaeoglobigerina cretacea (D'ORBIGNY, 1940)
Contusotruncana fornicata (PLUMMER, 1931)
Contusotruncana patelliformis (GANDOLFI, 1955)
Contusotruncana plummerae (GANDOLFI, 1955)
Globigerinelloides sp.
Globotruncana aegyptiaca NAKKADY, 1950
Globotruncana arca (CUSHMAN, 1926)
Globotruncana bulloides VOGLER, 1941
Globotruncana linneiana (D'ORBIGNY, 1839)
Globotruncana mariei BANNER Y BLOW, 1960
Globotruncana orientalis EL NAGGAR, 1966
Globotruncana rosetta (CARSEY, 1926)
Globotruncana ventricosa WHITE, 1928
Globotruncanella cf. *havanensis* (VOORWIJK, 1937)
Globotruncanella conica (WHITE, 1928)
Globotruncanella elevata (BROTZEN, 1934)
Globotruncanella pettersi (GANDOLFI, 1955)
Globotruncanella stuarti (DE LAPPARENT, 1918)
Globotruncanella stuartiformis (DALBIEZ, 1955)
Globotruncanella subspinosa (PESSAGNO, 1960)
Hedbergella holmdelensis OLSSON, 1964
Hedbergella monmouthensis (OLSSON, 1960)
Heterohelix sp.
Pseudoguembelina costulata (CUSHMAN, 1938)
Pseudotextularia sp.
Rugoglobigerina rugosa (PLUMMER, 1926)

Biozona de *Globotruncana falsostuarta* Biozona de rango parcial. Su límite inferior queda señalado por la última presencia de *Globotruncanella calcarata* y el superior por la primera

presencia de *Gansserina gansseri*, según Robaszynski *et al.* 2000. Además de la especie índice se han reconocido los siguientes taxones (fig. 5.7.14):

Archaeoglobigerina cretacea (D'ORBIGNY, 1940)
Contusotruncana fornicata (PLUMMER, 1931)
Contusotruncana patelliformis (GANDOLFI, 1955)
Contusotruncana plummerae (GANDOLFI, 1955)
Gansserina wiedenmayeri (GANDOLFI, 1955)
Globigerinelloides sp.
Globotruncana aegyptiaca NAKKADY, 1950
Globotruncana arca (CUSHMAN, 1926)
Globotruncana bulloides VOGLER, 1941
Globotruncana linneiana (D'ORBIGNY, 1839)
Globotruncana mariei BANNER Y BLOW, 1960
Globotruncana orientalis EL NAGGAR, 1966
Globotruncana rosetta (CARSEY, 1926)
Globotruncanella sp.
Globotruncanita pettersi (GANDOLFI, 1955)
Globotruncanita stuarti (DE LAPPARENT, 1918)
Globotruncanita stuartiformis (DALBIEZ, 1955)
Globotruncanita subspinosa (PESSAGNO, 1960)
Hedbergella holmdelensis OLSSON, 1964
Hedbergella monmouthensis (OLSSON, 1960)
Heterohelix sp.
Pseudotextularia sp.
Rugoglobigerina rugosa (PLUMMER, 1926)

Biozona de *Gansserina gansseri* (parte inferior-media) Biozona de intervalo. No se ha reconocido la parte superior-alta de esta biozona, caracterizada por la presencia de *Contusotruncana contusa* y/o *Racemiguembelina fruticosa*. La parte inferior-media de la biozona queda caracterizada por los taxones que se citan a continuación (fig. 5.7.14):

Archaeoglobigerina cretacea (D'ORBIGNY, 1940)
Contusotruncana fornicata (PLUMMER, 1931)
Contusotruncana patelliformis (GANDOLFI, 1955)
Contusotruncana walfischensis (TODD, 1970)
Gansserina gansseri (BOLLI, 1951)
Gansserina wiedenmayeri (GANDOLFI, 1955)
Globigerinelloides sp.
Globotruncana aegyptiaca NAKKADY, 1950
Globotruncana arca (CUSHMAN, 1926)
Globotruncana bulloides VOGLER, 1941
Globotruncana falsostuarti SIGAL, 1952
Globotruncana linneiana (D'ORBIGNY, 1839)
Globotruncana mariei BANNER Y BLOW, 1960
Globotruncana orientalis EL NAGGAR, 1966
Globotruncana rosetta (CARSEY, 1926)
Globotruncanella havanensis (VOORWIJK, 1937)
Globotruncanita conica (WHITE, 1928)
Globotruncanita stuarti (DE LAPPARENT, 1918)
Globotruncanita stuartiformis (DALBIEZ, 1955)
Globotruncanita subspinosa (PESSAGNO, 1960)
Hedbergella holmdelensis OLSSON, 1964
Hedbergella monmouthensis (OLSSON, 1960)
Heterohelix sp.
Pseudoguembelina costulata (CUSHMAN, 1938)
Pseudotextularia sp.
Rugoglobigerina rugosa (PLUMMER, 1926)

Foraminíferos bentónicos: Cabe destacar, entre los escasos foraminíferos bentónicos reconocidos en los levigados algunos ejemplares de pared hialina que se han incluido en el género *Lenticulina*.

Interpretación cronoestratigráfica

La pobre asociación de foraminíferos bentónicos identificada en esta unidad no ofrece una información bioestratigráfica ni paleoambiental precisa.

Los primeros depósitos analizados de esta unidad se han incluido en la biozona de foraminíferos planctónicos de *Globotruncanita calcarata*, a la que se le asigna una edad Campaniense superior bajo, de acuerdo con Hardenbol *et al.* (1998a).

Para la parte más alta de la unidad se ha reconocido la parte inferior - media de la biozona de *Gansserina gansseri*. El hecho de que las especies *Contusotruncana contusa* y/o *Racemiguembelina fructicosa* no estén presentes en las muestras de los últimos niveles de la unidad, pero sí la especie *Contusotruncana walfischensis*, indicaría una edad Maastrichtiense inferior para estos depósitos de techo, según la biozonación propuesta por Robaszynski *et al.* (2000).

Teniendo en cuenta las asociaciones fósiles citadas, a los materiales aflorantes de esta unidad les correspondería una edad Campaniense superior bajo– Maastrichtiense inferior.

Formación Raspay

Taxones reconocidos en las margas y margocalizas de las facies B.1. y B.2.

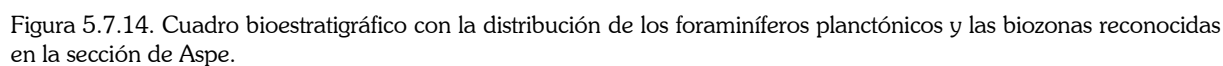
Foraminíferos planctónicos: La parte alta de la biozona de *Gansserina gansseri* caracteriza los primeros metros de la unidad, mientras que para el resto de la unidad se ha reconocido la biozona de *Abathomphalus mayaroensis*.

Biozona de *Gansserina gansseri* (en su parte superior) caracterizada por la presencia de los siguientes taxones (fig. 5.7.14):

Archaeoglobigerina blowi PESSAGNO, 1967
Contusotruncana contusa (CUSHMAN, 1926)
Contusotruncana patelliformis (GANDOLFI, 1955)
Contusotruncana walfischensis (TODD, 1970)
Gansserina gansseri (BOLLI, 1951)
Gansserina wiedenmayeri (GANDOLFI, 1955)
Globigerinelloides sp.
Globotruncana aegyptiaca NAKKADY, 1950
Globotruncana falsostuarti SIGAL, 1952
Globotruncana linneiana (D'ORBIGNY, 1839)
Globotruncana orientalis EL NAGGAR, 1966
Globotruncana rosetta (CARSEY, 1926)
Globotruncanella havanensis (VOORWIJK, 1937)
Globotruncanita stuarti (DE LAPPARENT, 1918)
Globotruncanita stuartiformis (DALBIEZ, 1955)
Hedbergella monmouthensis (OLSSON, 1960)
Heterohelix sp.
Rugoglobigerina hexacamerata BRÖNNIMANN, 1952
Rugoglobigerina pennyi BRÖNNIMANN, 1952
Rugoglobigerina rugosa (PLUMMER, 1926)

Biozona de *Abathomphalus mayaroensis* Biozona de intervalo determinada por la primera aparición de la especie índice. Se han reconocido los siguientes taxones (fig. 5.7.14):

Abathomphalus mayaroensis (BOLLI, 1951)
Archaeoglobigerina blowi PESSAGNO, 1967
Contusotruncana contusa (CUSHMAN, 1926)
Contusotruncana patelliformis (GANDOLFI, 1955)
Contusotruncana walfischensis (TODD, 1970)
Gansserina gansseri (BOLLI, 1951)



Globotruncana orientalis EL NAGGAR, 1966
Globotruncana rosetta (CARSEY, 1926)
Globotruncanella havanensis (VOORWIJK, 1937)
Globotruncanita conica (WHITE, 1928)
Globotruncanita pettersi (GANDOLFI, 1955)
Globotruncanita stuarti (DE LAPPARENT, 1918)
Globotruncanita stuartiformis (DALBIEZ, 1955)
Hedbergella monmouthensis (OLSSON, 1960)
Heterohelix sp.
Racemiguembelina fruticosa (EGGER, 1899)
Rugoglobigerina hexacamerata BRÖNNIMANN, 1952
Rugoglobigerina pennyi BRÖNNIMANN, 1952
Rugoglobigerina rugosa (PLUMMER, 1926)

Foraminíferos bentónicos: Los taxones representados corresponden a foraminíferos bentónicos de pequeño tamaño, característicos de aguas relativamente profundas:

Bolivinooides decoratus (JONES, 1886)
Bolivinooides draco draco (MARSSON, 1878)
Cibicidoides velascoensis (CUSHMAN, 1925)
Coryphostoma incrassata (REUS, 1851)
Coryphostoma midwayensis (CUSHMAN, 1936)
Dorothia sp.
Fronicularia sp.
Gyroidinoides sp.
Globorotalites conicus (CARSEY, 1926)
Heterostomella sp.
Loxostomun eleyi (CUSHMAN, 1927)
Loxostomum sp.
Marssonella oxycona (REUSS, 1860)
Neoflabellina rugosa (D'ORBIGNY)
Nuttallinella florealis (WHITE, 1928)
Pullenia sp.
Quadrinorphina sp.
Reussella szajnochae (GRZYBOWSKI, 1896)
Sitella cushmani (SANDIDGE, 1932)
Spiroplectinella sp.
Stensioina pommerana BROTZEN, 1940
Textularia sp.

Interpretación cronoestratigráfica

Entre la asociación de foraminíferos bentónicos cabe destacar las especies *Bolivinooides draco draco*, *Coryphostoma incrassata* y *Stensioina pommerana*, a las que se les asigna un rango bioestratigráfico comprendido entre el Campaniense superior y el Maastrichtiense superior, mientras que a la especie *Coryphostoma midwayensis* se le asigna un rango comprendido entre el Maastrichtiense y la biozona P5 de foraminíferos planctónicos de Berggren *et al.* (1995), según van Morkhoven *et al.* (1986). Esto permite obtener una datación primera datación Maastrichtiense para estos depósitos.

La asociación de foraminíferos planctónicos de los primeros metros de la unidad, caracterizada por la primera presencia de *Contusotruncana contusa*, se incluye dentro de la parte superior de la biozona de *Gansserina gansseri*, lo nos indica una edad ya Maastrichtiense superior para estos metros basales.

El resto de la unidad se incluye en la biozona de *Abathomphalus mayaroensis*, de edad Maastrichtiense superior alto, de acuerdo con Hardenbol *et al.* (1998a). La parte más alta de esta biozona, caracterizada por una importante disminución en la abundancia y diversidad de los globotruncánidos, no se ha reconocido en esta sección.

Así, para estos depósitos se obtiene una edad Maastrichtiense superior, probablemente no terminal.

Taxones reconocidos en los depósitos de gravedad

Los bioclastos que incluyen estos niveles fueron transportados por flujos gravitatorios turbidíticos desde zonas más someras. Entre el contenido fósil de estos depósitos turbidíticos destacan por su abundancia los macroforaminíferos bentónicos, tanto de pared hialina como aglutinada:

Navarella joaquini CIRY Y RAT
Omphalocyclus macroporus (LAMARCK)
Siderolites calcitrapoides LAMARCK
Lepidorbitoides sp.
Orbitoides sp.

Esta asociación es característica del Maastrichtiense superior (Pons *et al.*, 1994; Martín-Chivelet *et al.*, 1995; Hardenbol *et al.*, 1998a).

Formación Pinoso

Foraminíferos planctónicos (fig. 5.7.14): Para los niveles más bajos de la unidad se ha reconocido la biozona de *Acarinina soldadoensis*, según Pujalte *et al.* (1994), que correspondería a la parte más alta de la biozona P4 y a la biozona P5 de Berggren y Norris (1997).

El resto de la unidad quedaría incluida en la biozona de *A. soldadoensis* y en la parte inferior de la biozona de *M. subbotinae*.

Foraminíferos bentónicos: en los niveles margosos de la parte inferior de la unidad se ha reconocido la siguiente asociación de foraminíferos bentónicos:

Angulogavelinella avnimelechi (REISS, 1952)
Anomalinoidea cf. perlucidus NUTTALL, 1932
Anomalinoidea rubiginosus (CUSHMAN, 1926)
Cibicidoides pseudoacutus (NAKKADY, 1950)
Coryphostoma plaitum (CARSEY, 1926)
Dorothia sp.
Gavelinella pertusa (MARSSON)
Gyroidinoidea sp.
Lenticulina sp.
Loxostomoides sp.
Quadrinormina sp.
Spiroplectinella sp.
Tritaxia sp.
Vulvulina sp.

En las calizas limosoarenosas se han reconocido los siguientes taxones:

“*Coleites*” sp.
Alveolina sp.
Discocyclina sp.
Kathina subsphaerica SIREL, 1972
Miscellanea sp.
Nummulites sp.
Orbitoclypeus sp.
Reophax sp.

Interpretación cronoestratigráfica

Los foraminíferos bentónicos de la parte inferior de la unidad, indican una edad Paleoceno a Ilerdiense inferior, comprendida entre las biozonas P1 y P5 de foraminíferos planctónicos de Berggren *et al.* (1995).

Las asociaciones de foraminíferos planctónicos permiten afinar un poco más esta datación. Para los primeros niveles aflorantes de la unidad se ha identificado la biozona de

Acarinina soldadoensis, según Pujalte *et al.* (1994), a la que le correspondería una edad Paleoceno terminal (Thanetiense superior terminal) a Ilerdiense inferior.

Los depósitos más altos que afloran en esta sección de Aspe se han incluido en la parte inferior de la biozona de *Morozovella subbotinae*, que equivale a la biozona P6a de Berggren *et al.* (1995). A esta parte inferior de la biozona de *M. subbotinae* se le asigna una edad Ilerdiense medio o Ypresiense inferior, según Serra-Kiel *et al.* (1998) y Hardenbol *et al.* (1998b).

En definitiva, a los depósitos de la fm. Pinoso les corresponde una edad Thanetiense superior alto a Ilerdiense medio.

5.7.3. Discontinuidades

Discontinuidad Maastrichtiense medio

Las características de esta discontinuidad en el afloramiento de Aspe fueron analizadas por Chacón y Martín-Chivelet (2001a) con el fin de analizar las implicaciones tectosedimentarias de esta discontinuidad. Para estudiar detalladamente esta discontinuidad en el afloramiento de Aspe se realizaron ocho columnas parciales (I-VIII) según la dirección del afloramiento (SE a NO), que abarcan los últimos metros de la fm. Aspe, la discontinuidad y los metros basales de la Fm. Raspay que la fosiliza. Estas ocho columnas tienen de 9 a 10 m de espesor como media y están separadas entre sí por distancias que oscilan entre los 6 y los 20 m. La correlación entre estas columnas permite analizar en detalle, además de los cambios laterales de facies, la arquitectura estratigráfica y la estructuración tectónica del afloramiento, las características de la discontinuidad (fig. 5.7.15).

De este modo, se observan una serie de rasgos asociados a esta discontinuidad de carácter regional que están estrechamente relacionados entre sí.

En primer lugar, uno de los aspectos que más llaman la atención es el brusco cambio que tiene lugar en las condiciones de sedimentación. Las series rítmicas esencialmente carbonatadas de la formación Aspe, formadas en un medio marino hemipelágico, bajo unas condiciones tectónicas bastante estables, dan paso a los materiales fundamentalmente margosos de la Formación Raspay, con claras evidencias de inestabilidad tectónica sinsedimentaria, representadas por numerosos *slupms* y abundantes niveles turbidíticos (ver fig. 5.7.15).

Los tramos superiores de la unidad infrayacente (fm. Aspe) están afectados por fallas inversas sinsedimentarias bastante tendidas (entre 10° - 25°), que muestran saltos bastante variables, desde centimétricos a métricos (obsérvese la relación entre las columnas parciales IV y V de la fig. 5.7.15). Estas fallas inversas produjeron paleo-relieves que condicionaron el depósito de los materiales posteriores. La actividad de estas fallas se prolongó hasta el final del depósito de la fm. Aspe y estuvo directamente relacionada con el desarrollo de la discontinuidad. Quedan fosilizadas por los depósitos de la Fm. Raspay.

Los últimos niveles de la fm. Aspe aparecen truncados en algunos puntos como resultado de procesos erosivos. Los posteriores depósitos de la Fm. Raspay se apoyan en *onlap* sobre estos materiales (ver correlación entre las columnas parciales I, II y III de la fig. 5.7.15).

Tapizando la discontinuidad se encuentra un nivel ocre decimétrico de calizas *packstone* algo arenosas de grano medio a fino, ricas en foraminíferos planctónicos y calciesferas, que muestran laminación horizontal. A base, el nivel presenta *flute casts* cuyo sentido de paleocorriente, una vez restituidos, es hacia el oeste. Se interpreta este nivel como el depósito de un flujo de tipo turbidítico. Además, este nivel presenta deformación por deslizamiento, de tipo *slump*, como resultado de la inestabilidad creada en la pendiente del *hanging wall* de la falla.

Apoyados directamente sobre la discontinuidad o incluidos en los primeros metros de la Fm. Raspay, se han observado olistolitos de tamaños decimétricos a métricos, que pueden alcanzar hasta los 3 m de diámetro (fig 5.7.16). Son bloques de formas subredondeadas constituidos por calizas de tonos beige oscuro, con textura *packstone* a *wackestone* y ricas en foraminíferos planctónicos, calciesferas y algunos fragmentos de bivalvos y equinodermos. Se interpretan como bloques deslizados hacia las zonas más deprimidas a favor de las pendientes generadas por las fracturas.

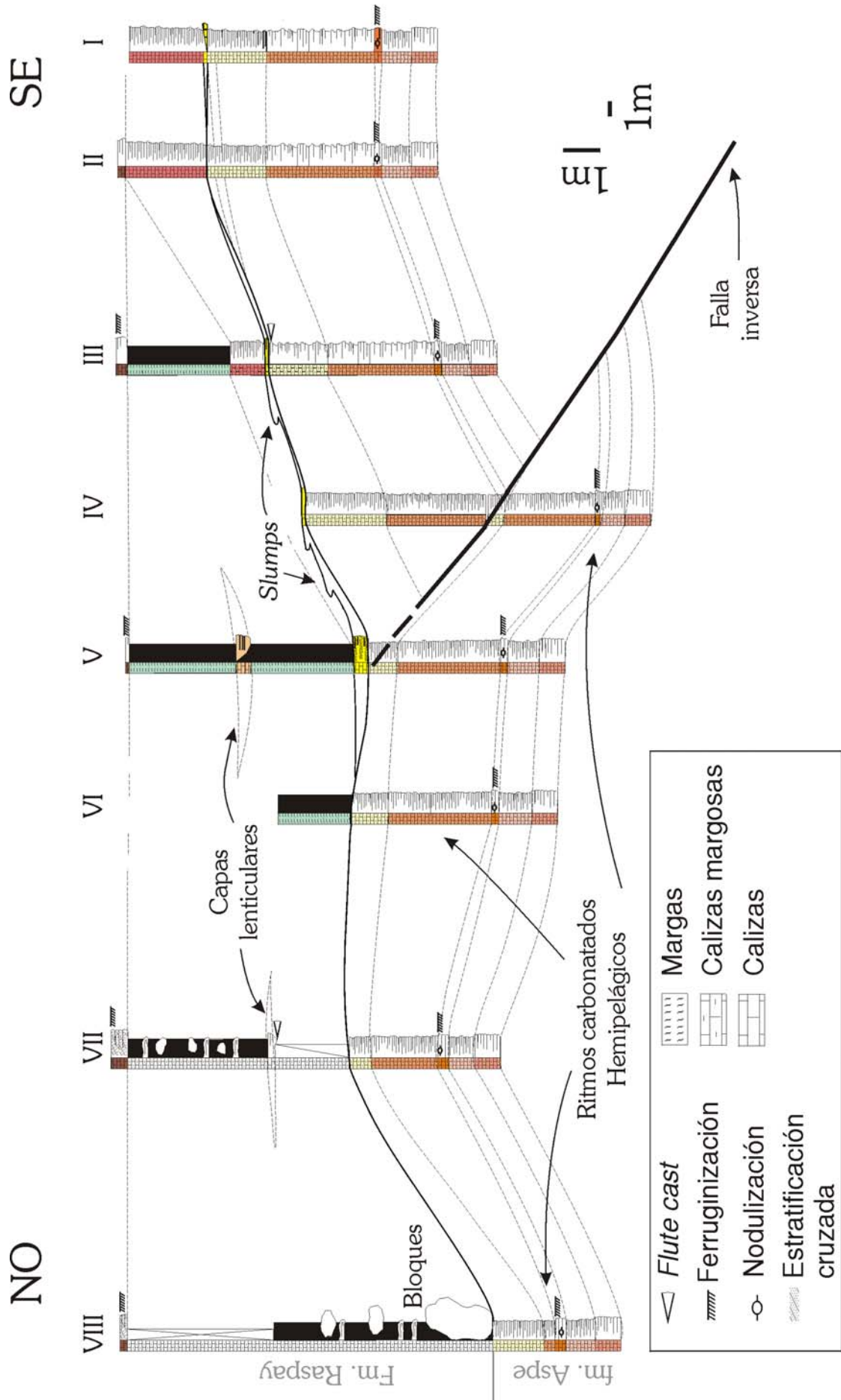


Figura 5.7.15. Panel de correlación de las ocho columnas estratigráficas de detalle levantadas en el afloramiento de Aspe. En él se muestra la distribución de los elementos asociados a la discontinuidad Maastrichtiense medio en Aspe. Modificado de Chacón y Martín-Chivelet (2001 a)



Figura 5.7.16. Aspecto en campo de los olistolitos. Obsérvese cómo éstos se disponen sobre los materiales margocalizos de tonos claros del techo de la formación Aspe.

Se han analizado en detalle los materiales del nivel turbidítico con *slumps* y de los olistolitos asociados a la discontinuidad.

Así, el nivel turbidítico de calizas ocre algo arenosas está constituido por calcarenitas bioclásticas de grano medio y textura *packstone*, con proporciones relativamente altas (entorno al 5 – 7 %) de granos de cuarzo de tamaño arena fina a muy fina. Estas calcarenitas muestran una clara orientación preferente de sus componentes en láminas horizontales. Su contenido fósil es muy rico en restos de formas esféricas, especialmente en foraminíferos planctónicos globosos y en calciesferas, aunque también se han reconocido algunos foraminíferos bentónicos de pequeño tamaño, prismas de inocerámido y restos de equínido (ver fig. 5.7.17 A). La relación P/B es alta (superior al 70%). Los equínidos suelen aparecer fragmentados y es frecuente encontrar glauconita autigénica rellenando las cavidades de algunos bioclastos.

Por otro lado, los olistolitos calizos están formados por biomicritas de grano muy fino y textura *wackestone* a *wackestone-packstone* que incluyen bajas cantidades de granos de cuarzo (no superan el 2%) de tamaño arena fina a muy fina. No se ha reconocido una cierta orientación preferente de sus componentes. Entre su rica asociación fósil cabe destacar la presencia de restos de equínidos y de inocerámidos, junto con numerosos foraminíferos planctónicos, especialmente de formas globosas, calciesferas y escasos foraminíferos bentónicos (ver fig. 5.7.17 B). La relación entre los foraminíferos planctónicos y bentónicos es alta (superior al 75%).

Al comparar las calcarenitas del nivel turbidítico con las biomicritas de los olistolitos (fig. 5.7.17), se observa que guardan bastante similitud. Las diferencias entre ellas estriban en un contenido algo mayor en micrita y algo menor en terrígenos en los olistolitos frente al nivel turbidítico. En ambas destacan los bioclastos de formas redondeadas, como los foraminíferos de caparazones globosos (aunque también les acompañan algunos con quillas) y las calciesferas, a diferencia de las microfacies ricas en bioclastos “más angulosos”, con foraminíferos carenados y prismas alargados de inocerámidos, de la unidad inferior. El hecho de que muestren un predominio de formas globosas podría explicarse bien desde un punto de vista puramente paleoecológico o bien desde un punto de vista hidrodinámico. Las diferencias morfológicas de los caparazones de los foraminíferos planctónicos fósiles han servido a muchos autores para proponer diferentes modelos de distribución paleobatimétrica por analogía con los foraminíferos planctónicos actuales (Sliter, 1972; Caron, 1983; Caron y Homewood, 1983). Estos autores defienden una relación entre la presencia y la ausencia de quillas y la posición en la vertical en la columna de agua de los foraminíferos planctónicos, en la que las formas sin

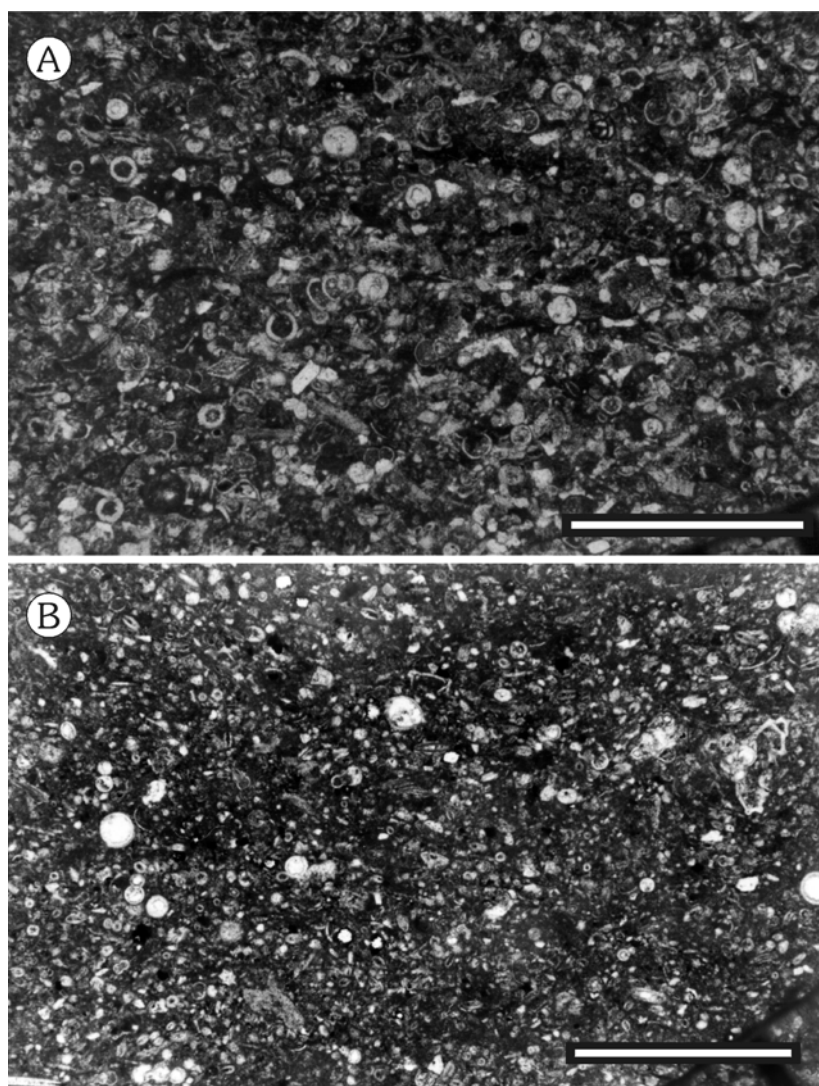


Figura 5.7.17. Comparación entre las calcarenitas del nivel turbidítico y las biomicritas de los olistolitos. **A)** *Packstone* denso, rico en bioclastos globosos, del nivel turbidítico *slumpizado* que tapiza la discontinuidad. **B)** *Wackestone-packstone* con abundantes bioclastos globosos de los bloques olistolíticos que se apoyan sobre la discontinuidad. Escala gráfica: 1mm.

quillas serían oportunistas y euritópicas y ocuparían las aguas más superficiales, mientras que las formas con quillas, menos tolerantes, habitarían niveles más profundos de las aguas superficiales. Por otra parte, trabajos basados en el estudio de los isótopos estables presentes en el caparazón de dichos foraminíferos, como los de Douglas y Savin (1978) y Boersma y Shackleton (1981), aunque ofrecen resultados algo diferentes, a grandes rasgos mantienen el modelo de distribución por morfologías anterior. Sin embargo, el estudio isotópico de Huber *et al.* (1995) refleja una mayor complejidad en la distribución por profundidades, de modo que las diferentes morfologías ocupan amplios rangos de hábitats en las aguas superficiales dependiendo de su ontogenia, de la estación del año y del intervalo estratigráfico considerado. Para el caso de estas facies, la diferente composición fosilífera respecto a las de la unidad inferior y superior, podría estar relacionada con la entrada de materiales más someros, si seguimos los criterios de Sliter (1972) y Caron (1983). Esta hipótesis no es descartable si tenemos en cuenta que tanto el flujo turbidítico como los olistolitos se han generado como respuesta a un evento tectónico que ha provocado inestabilidades en la plataforma y el talud. Pero por otro lado, esta diferencia en las faunas podría estar asociada a factores hidrodinámicos relacionados con el transporte diferencial de unos y otros tipos de caparazones por las corrientes.

Edad de los olistolitos

A la hora de interpretar el significado de los bloques calizos que se apoyan sobre la discontinuidad y que quedan englobados en los primeros metros de la Formación Raspay, es importante, no sólo comparar su facies con las de las unidades supra e infradiscontinuidad para obtener una posible relación genética de los materiales, sino también comparar su bioestratigrafía. La asociación fósil identificada en estos bloques es la siguiente:

Archaeoglobigerina blowi PESSAGNO, 1967
Contusotruncana fornicata (PLUMMER, 1931)
Gansserina wiedenmayeri (GANDOLFI, 1955)
Globigerinelloides sp.
Globotruncana aegyptiaca NAKKADY, 1950
Globotruncana arca (CUSHMAN, 1926)
Globotruncana bulloides VOGLER, 1941
Globotruncana falsostuarti SIGAL, 1952
Globotruncana linneiana (D'ORBIGNY, 1839)
Globotruncanella havanensis (VOORWIJK, 1937)
Globotruncanella stuarti (DE LAPPARENT, 1918)
Globotruncanella stuartiformis (DALBIEZ, 1955)
Hedbergella monmouthensis (OLSSON, 1964)
Heterohelix sp.
Rugoglobigerina hexacamerata BRÖNNIMANN, 1952
Rugoglobigerina pennyi BRÖNNIMANN, 1952
Rugoglobigerina rugosa (PLUMMER, 1926)

Aunque esta asociación de foraminíferos planctónicos no permite incluir los materiales de los bloques en una biozona determinada, atendiendo a los rangos de las especies presentes, la edad de estos materiales sería Maastrichtiense no terminal, de acuerdo con las biozonaciones de Premoli Silva y Sliter (1995) y Robaszynski y Caron (1995), sin poder, con los datos disponibles, precisar más su edad. Respecto a los materiales de la base de la Formación Raspay, que engloban algunos de estos bloques olistolíticos, destaca la presencia de especies como *Contusotruncana contusa* o *Racemiguembelina fruticosa* que marcarían claramente la entrada en el Maastrichtiense superior.

Interpretación genética de la discontinuidad

La interpretación de la discontinuidad queda resumida en las reconstrucciones de la figura 5.7.18, en la que se reflejan tres episodios principales consecutivos de su desarrollo.

-En el primer episodio (fig. 5.7.18 A) se han representado las condiciones que reinaron durante el depósito de la formación Aspe, previas al evento que produjo la discontinuidad, en un medio tranquilo y relativamente profundo, con desarrollo de sucesiones rítmicas hemipelágicas, ricas en fauna planctónica.

-En el segundo episodio (fig. 5.7.18 B), los materiales de la unidad infradiscontinuidad se vieron afectados por una actividad tectónica compresiva que indujo la formación de fallas inversas y de pequeños relieves asociados. De manera puntual, los niveles de techo de la fm. Aspe aparecen truncados debido a la actuación de procesos erosivos. Tapizando la discontinuidad, aparece un nivel de calizas algo arenosas, con laminación horizontal y *flute casts* en la base, que se han interpretado como el resultado de un flujo turbidítico, y que muestra evidencias de deformación de tipo *slump* debido a la inestabilidad generada en la pendiente del *hanging wall*. También asociada a esta inestabilidad, grandes bloques calizos olistolíticos se deslizaron a favor de las pendientes generadas hacia zonas más deprimidas y quedaron bien directamente apoyados sobre la discontinuidad o bien englobados en los primeros metros de la unidad supradiscontinuidad.

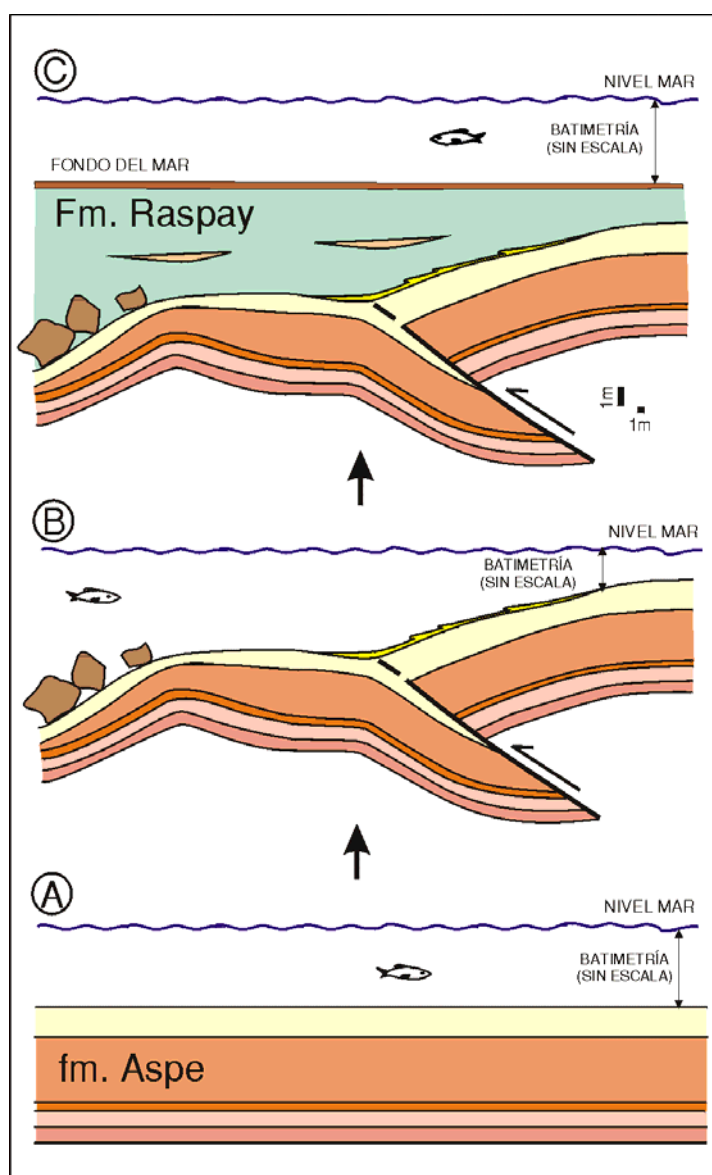


Figura 5.7.18. Esquema interpretativo del desarrollo de la discontinuidad del Maastrichtiense *medio*. **A)** En el primer episodio se muestra el ambiente de sedimentación de la formación Aspe, previo al evento que dio lugar a la discontinuidad. **B)** En un segundo episodio, la formación Aspe estuvo afectada por una actividad tectónica compresiva que provocó pequeños relieves que condicionaron los depósitos posteriores. Sobre la discontinuidad, y a favor de las pendientes generadas, se depositaron niveles turbidíticos con *slumps* y grandes olistolitos calizos. **C)** Por último, en el tercer episodio se han representado las condiciones de depósito de la Formación Raspay, en un ambiente más inestable que el del primer episodio. A partir de Chacón y Martín-Chivelet (2001a).

-Por último, en el tercer episodio (fig. 5.7.18 C) se ha representado el ambiente de sedimentación de la Formación Raspay, dentro de un contexto mucho más inestable que el que reinaba durante la sedimentación de la unidad infrayacente. Los niveles inferiores de la Fm. Raspay se apoyan en *onlap* sobre el nivel de turbiditas que recubría la discontinuidad y engloban, en los sectores más noroccidentales, algunos bloques olistolíticos. Respecto al primer episodio, se produce un drástico cambio en las condiciones de depósito, marcado fundamentalmente por un importante aumento en el aporte de material siliciclástico, que queda reflejado en los depósitos fundamentalmente margosos de esta unidad superior, y por una mayor inestabilidad en el medio. Algunas evidencias de esta mayor inestabilidad son las deformaciones de tipo *slump*, que se reconocen principalmente en los niveles algo más carbonatados de esta unidad, pero que también afectaron a las margas, y los frecuentes niveles turbidíticos lito y bioclásticos que aparecen intercalados entre las margas y margocalizas de la unidad. Esta discontinuidad del Maastrichtiense *medio* se ha reconocido en diferentes puntos de la cuenca en

diferentes ámbitos paleogeográficos (p.ej., Fourcade, 1970; Azema *et al.*, 1979a; Martín-Chivelet, 1995; Martín-Chivelet *et al.*, 1997; Chacón y Martín-Chivelet, 1999).

Discontinuidad Maastrichtiense – Thanetiense superior/Ilerdiense

A techo de la Formación Raspay se ha reconocido la existencia de una discontinuidad de larga duración que delimita estos materiales de los depósitos de la formación Pinoso. En el afloramiento estudiado, un potente tramo semicubierto, de carácter margoso, aterrazado y cultivado con almendros, separaba ambas unidades, impidiendo comprobar la relación entre ellas. Sin embargo, este tramo margoso intermedio aflora inmediatamente al SE de este afloramiento, lo que ha permitido comprobar que se trata de los últimos metros de la Fm. Raspay y que la fm. Pinoso se apoya directamente sobre ella. Esta discontinuidad entre los depósitos del Maastrichtiense y los del Thanetiense superior /Ilerdiense está marcada por un brusco cambio litológico, pasando de las margas verdes-beige con pasadas más carbonáticas e intercalaciones de carácter turbidítico de la Fm. Raspay a las calizas limoso-arenosas y las margas de la fm. Pinoso. El análisis de las asociaciones de foraminíferos planctónicos ha permitido reconocer que entre ambas unidades falta del registro del Maastrichtiense terminal y de la mayor parte del Paleoceno, existiendo una laguna sedimentaria de unos 9 millones de años.

5.7.4. Evolución vertical

En el área de Aspe se han reconocido tres unidades: la formación Aspe, la Formación Raspay y la formación Pinoso.

La parte inferior de la formación Aspe no llega a aflorar en esta sección. Esta unidad, de naturaleza carbonática y de marcado carácter rítmico, fue depositada en un medio marino abierto hemipelágico, bajo condiciones marinas normales, bien oxigenadas y por debajo de la zona fótica.

El marcado carácter rítmico que presenta la unidad ha permitido, gracias a las excelentes condiciones de afloramiento, un análisis detallado de los ritmos a diferentes escalas. Además, el control bioestratigráfico de la unidad ha permitido asignar una duración a los ritmos reconocidos para su posterior interpretación. La unidad está formada por alternancias de espesor decimétrico (entorno a 0.1 – 0.5 m) de niveles margosos y niveles carbonatados que se enmarcarían dentro de las frecuencias características de los ciclos de Milankovitch y que podrían tener un origen climático. Estas alternancias se pueden agrupar en secuencias de orden mayor. De este modo se han llegado a diferenciar 7 secuencias de carbonatación creciente a techo, de una duración entorno al millón de años cada una. Estos cálculos se han realizado asumiendo que la tasa de sedimentación se mantuvo constante durante este intervalo temporal. Cada una de estas secuencias va siendo más rica en carbonatos que la precedente, de modo que definen una “macrotendencia” de carbonatación creciente a techo para el conjunto de la unidad (ver fig. 5.7.2 A y B; y fig. 5.7.19). Para el conjunto del espesor analizado de esta unidad, las siete secuencias reconocidas podrían corresponder a siete episodios mayores de variación del nivel del mar, dentro de cada uno de los cuales se podrían reconocer pequeñas oscilaciones relativas del nivel del mar de menor periodo (fig. 5.7.19).

En directa relación con el desarrollo de la discontinuidad del Maastrichtiense *medio*, la parte superior de la fm. Aspe comenzó a estar afectada por una actividad tectónica compresiva que dio lugar a la formación de fallas inversas sinsedimentarias y de pequeños relieves asociados. También en relación con la discontinuidad de techo, se desarrollaron finas costras ferruginosas, asociadas a bajas velocidades de sedimentación o incluso a breves paradas en la sedimentación. Los depósitos de techo de esta unidad sufrieron también, de manera puntual, la actividad de procesos erosivos.

La discontinuidad del Maastrichtiense *medio* desarrollada a techo de esta unidad, quedó tapizada por finos depósitos de carácter turbidítico, con numerosas evidencias de deformaciones sinsedimentarias de tipo *slump*, y por bloques calizos olistolíticos que deslizaron hacia las áreas más deprimidas a favor de las pendientes generadas por las fallas inversas.

Afloramientos – Sector de Aspe

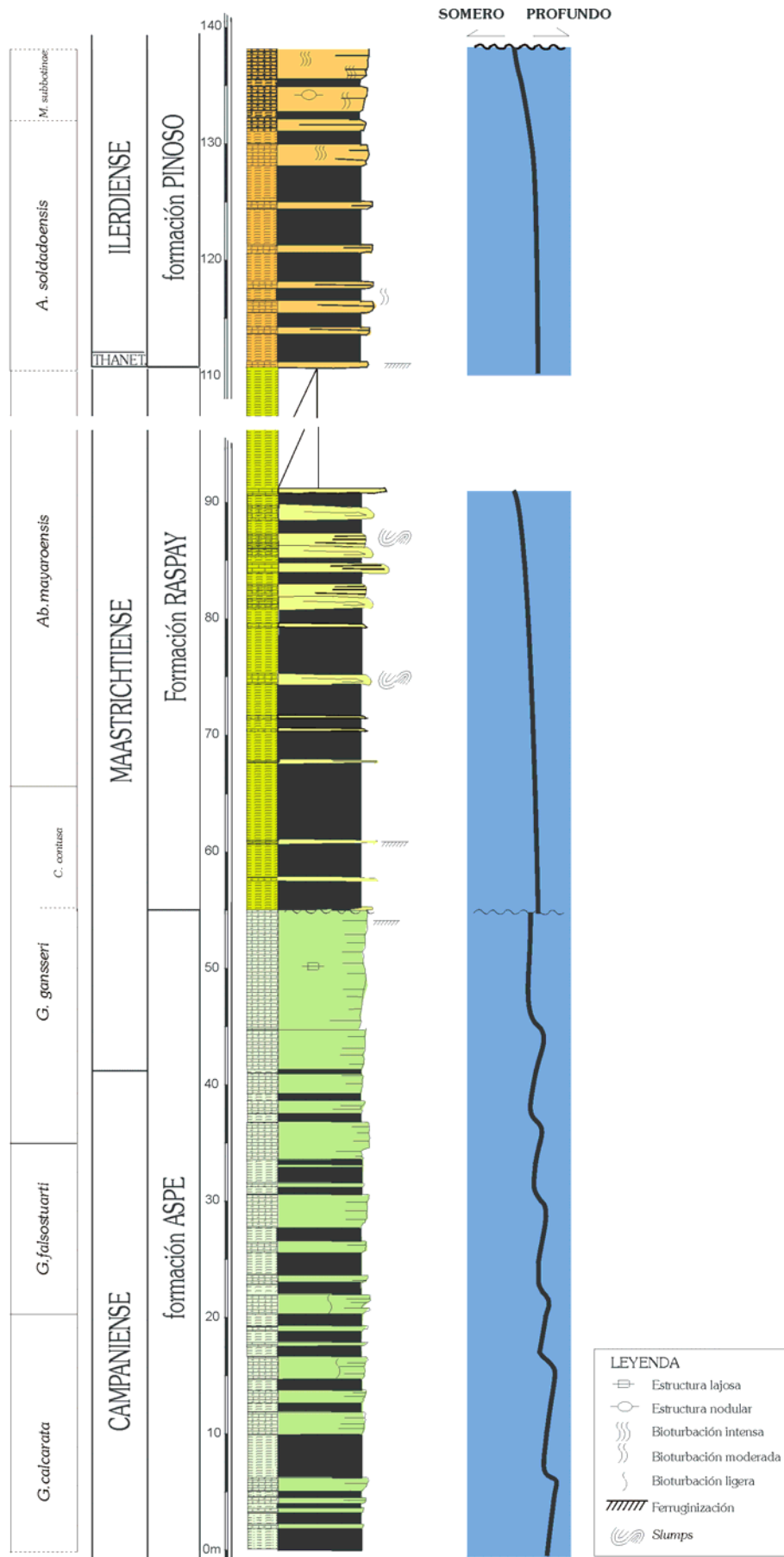


Figura 5.7.19. Evolución en la vertical de las unidades reconocidas en la sección de Aspe.

Sobre estos materiales asociados a la discontinuidad se depositaron los materiales de la Formación Raspay. Después del evento del Maastrichtiense *medio*, las condiciones previas de sedimentación rítmica hemipelágica carbonática a mixta, no se recuperan y los depósitos del Maastrichtiense superior evidencian una importante inestabilidad sinsedimentaria y un brusco aumento en la llegada de material siliciclástico en suspensión. Su sedimentación tuvo lugar en un medio marino hemipelágico mixto, bastante inestable, bajo condiciones marinas de oxigenación y salinidad normales y a profundidades marinas batiales, algo superiores en sus primeros metros a las de la unidad infrayacente. Las condiciones tan inestables que reinaron durante su sedimentación quedaron reflejadas en numerosas estructuras de deformación sinsedimentaria y en abundantes intercalaciones turbidíticas. Hacia techo, estas intercalaciones turbidíticas, cargadas en restos procedentes de aguas someras, son más abundantes y aumentan en espesor, lo que podría responder a una progresiva somerización del medio (fig. 5.7.19).

Tras una laguna sedimentaria de larga duración, comenzó el depósito de la formación Pinoso. Esta unidad, también de carácter bastante rítmico, se depositó en una plataforma externa mixta, bien oxigenada y con una alta turbidez de las aguas, situada profundidades marinas batiales, por debajo de la zona fótica, que recibía numerosos aportes de naturaleza turbidítica. Hacia techo se ha observado un aumento en el número y espesor de las intercalaciones turbidíticas frente a los depósitos margosos. Además, dentro de estas intercalaciones turbidíticas se ha observado que hacia techo tiende a aumentar su contenido en taxones de medios más someros, de modo que sus asociaciones cada vez son más ricas en foraminíferos macrobentónicos de pared hialina y en bentónicos de pared aporcelanada, con abundantes algas rojas, muchos fragmentos de bivalvos y prácticamente sin planctónicos. Por otra parte, también se ha apreciado un aumento en la nodulización, en la bioturbación y en la ferruginización de los niveles calcareníticos hacia techo. Todo esto estaría indicando una progresiva progradación de facies cada vez más someras sobre los materiales marinos abiertos y relativamente profundos de la facies C.1. y una disminución en la velocidad de sedimentación hacia techo (fig. 5.7.19).

Esta unidad queda limitada a techo por una falla sub-paralela a la estratificación que dispone directamente sobre estos materiales los depósitos carbonáticos del Cretácico terminal.

5.8. Sector de Agost

La sección de Agost es un corte clásico que se ha tomado como referencia en el estudio del tránsito del Cretácico al Terciario (K/T) gracias a sus buenas condiciones de afloramiento y a la gran continuidad sedimentaria que muestra este tránsito. El afloramiento queda incluido en el cuadrante superior derecho de la hoja nº 871 (Elda), a escala 1:50.000. Esta sección se localiza en la ladera de un pequeño relieve denominado “Lomas de las Beatas”, con una altitud que no supera los 500 metros, próximo a las sierras del Ventós y Castellar.

Se ha levantado una sección general compuesta por dos secciones correlativas, desplazándonos lateralmente, con el fin de buscar los materiales mejor expuestos. Las coordenadas Lambert de estas secciones son:

Columna Agost: base (x=866,2; y=432,5) y techo (x=865,9; y=432,8) para la parte inferior de la columna.
base (x=866,0; y=433,1) y techo (x=865,9; y=433,3) para la parte superior de la columna.

Además, se realizó una pequeña columna parcial de gran detalle para el límite Cretácico-Terciario, de donde se tomaron varias muestras del techo del Cretácico, del nivel arcilloso del límite y de los niveles basales del Paleoceno.

Como base de la sección se han tomado los primeros niveles aflorantes de la **Formación Raspay** (Maastrichtiense superior) en el margen izquierdo de la carretera que une Agost con Castalla. El espesor estudiado de esta unidad es de 12 metros, y está constituido por alternancias de calizas margosas y margas de tonos claros (fig. 5.8.1). Esta unidad da paso casi imperceptiblemente a la unidad suprayacente de edad Paleoceno mediante un fino nivel arcilloso que constituye el tránsito del Cretácico al Terciario.

La **formación Agost** (Paleoceno) está constituida por 16 metros de margas con algunas intercalaciones más carbonáticas en la parte inferior y superior de la unidad (ver fig. 5.8.1). La unidad se apoya sobre el nivel arcilloso que marca el límite entre el Cretácico y el Terciario y queda cubierta por los depósitos de la formación Pinoso.

El techo de la columna de Agost lo constituyen los depósitos calcareníticos de edad Paleoceno terminal – Eoceno inferior de la **formación Pinoso**. Esta unidad muestra un espesor mínimo de un metro en esta sección (fig. 5.8.1) y está constituida por calcarenitas limosoarenosas, con finas intercalaciones algo más margosas. Estos depósitos se diferencian claramente en campo de los infrayacentes por su aspecto más “arenoso” y por su color más pardo. En contacto mecánico sobre los depósitos de la fm. Pinoso se han observado materiales calizos ricos en foraminíferos planctónicos, inocerámidos y equínidos (ver lámina 18 del apéndice fotográfico), que se han datado como Maastrichtiense inferior.

5.8.1. Sedimentología Formación Raspay

Unidad constituida por alternancias de calizas margosas y de margocalizas a margas, de tonos grises a ligeramente verdosos. La unidad en su conjunto presenta un carácter bastante rítmico, que está especialmente marcado en sus tramos intermedios.

Se han diferenciado dos facies dentro de esta unidad, que corresponden, por una parte, a los depósitos más carbonáticos, y por otra, a los materiales más margosos intercalados (fig. 5.8.2). Estas dos facies se incluyen en una única asociación de facies de ambientes hemipélagicos.

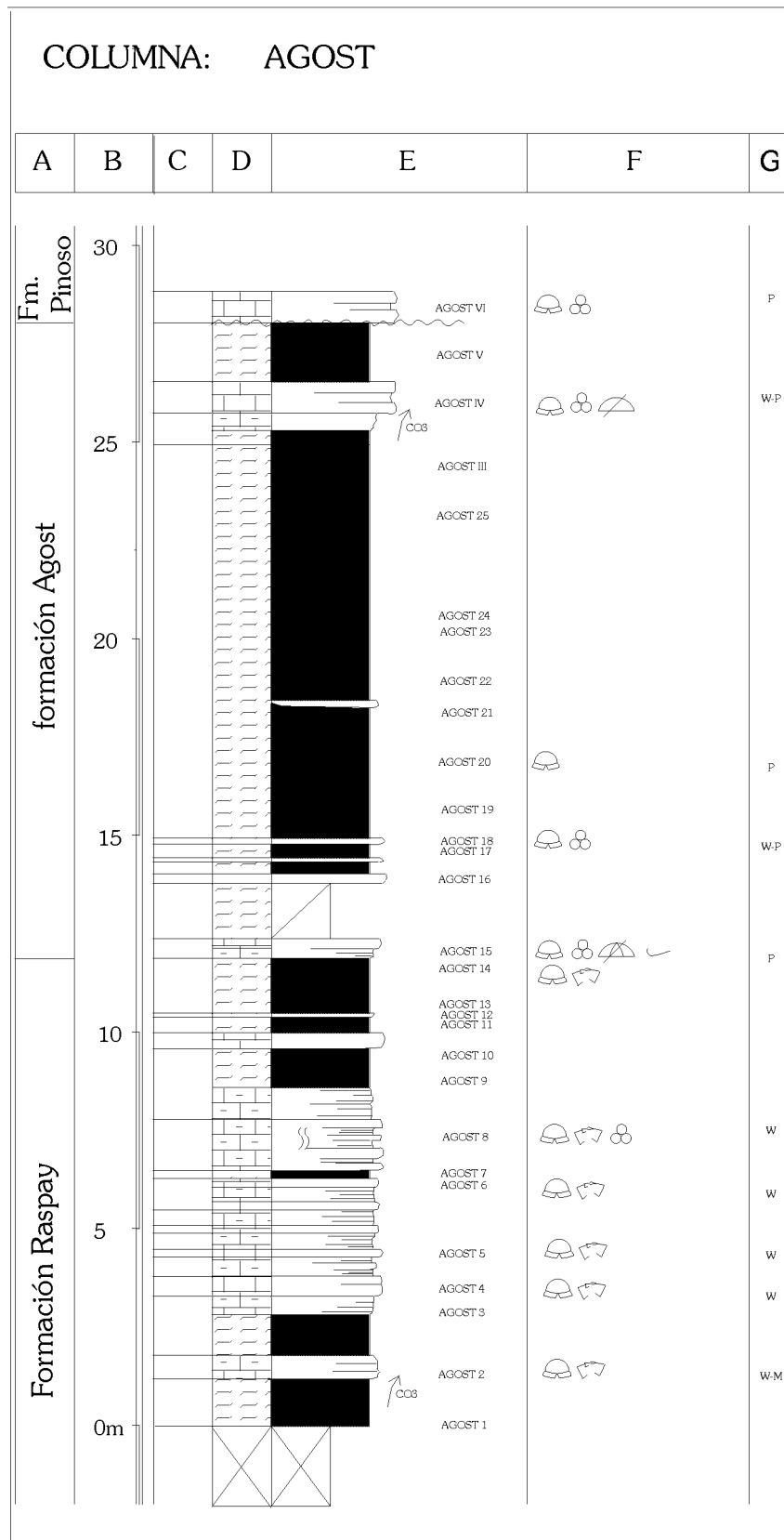


Figura 5.8.1. Columna estratigráfica de Agost. Ver fig. 1.4.2 para leyenda.



A	B	C	D	E	F
Fm. Raspay	Medio hemipelágico mixto	A.1	* * Biomicrotas <i>mudstone a wackestone</i>	<1% ↑P/B	 }-}}
		A.2	* * * Margas a margocalizas gris-verdosas	↑P/B	

Figura 5.8.2. Características de las facies de la Formación Raspay. **A)** Unidad. **B)** Medio de sedimentación. **C)** Siglas asignadas a las facies. **D)** Denominación de la facies y su abundancia relativa (un asterisco supone una baja abundancia, dos, moderada y tres, alta). **E)** Contenido en granos de cuarzo y **F)** Contenido fósil y, en el extremo derecho, el grado de bioturbación.

Asociación de facies de ambientes hemipelágicos mixtos

La facies A.1 está formada por calizas margosas a muy margosas, de colores grises a verdes claros, estratificadas en bancos decimétricos a centimétricos. Está afectada por una escasa bioturbación, representada casi exclusivamente por *Zoophycos*. Son biomicrotas de texturas *mudstone* a *wackestone* (fig. 5.8.3), de grano fino, con un contenido muy bajo (inferior al 1%) de granos de cuarzo angulosos a subangulosos, de tamaño arena muy fina. En lámina delgada, la bioturbación de tipo *Zoophycos* se muestra como finos niveles más bioclásticos, que alternan con finos niveles más micríticos, como resultado de la removilización del sedimento por los organismos productores de la estructura. La asociación fósil de esta facies está formada por abundantes foraminíferos planctónicos, carenados y globosos, y escasos foraminíferos bentónicos hialinos de pequeño tamaño. La relación entre los foraminíferos planctónicos y los bentónicos (P/B) es elevada (superior al 80%).

La facies A.2 está constituida en los primeros tramos aflorantes por margas verdes muy plásticas, que hacia techo van perdiendo plasticidad a medida que aumentan su contenido en carbonatos y adquieren tonos grisáceos más claros. Esta facies aparece intercalada entre los materiales de la facies A.1 en bancos de espesor decimétrico a métrico. Entre su contenido fósil cabe destacar la presencia de restos de equínidos y de abundantes microfósiles, entre los que destacan los foraminíferos planctónicos, tanto ornamentados como globosos, los foraminíferos bentónicos de pequeño tamaño característicos de aguas relativamente profundas, y algunos ostrácodos. La relación P/B es alta (superior al 75%). El estado de conservación de los restos fósiles es muy bueno y sólo se han observado evidencias de desarticulación en algunos ostrácodos.

Interpretación ambiental

Esta asociación de facies está caracterizada por un contenido fósil rico en organismos pelágicos, junto con una asociación de foraminíferos microbentónicos abundante y variada, especialmente en los tramos más margosos correspondientes a la facies A.2. Estas ricas asociaciones de foraminíferos bentónicos que poblaban estos fondos marinos, indicarían fondos bien oxigenados. La bioturbación que afecta a estos depósitos es bastante reducida y se limita casi exclusivamente a *Zoophycos*. Esta estructura suele aparecer en icnofacies de baja diversidad y tiende a asociarse a fondos poco oxigenados (Savrda, 1992). Sin embargo, la mera presencia de estas estructuras no implica necesariamente que la interfase sedimento-agua estuviese empobrecida en oxígeno (Bromley & Ekdale, 1984), de hecho, las ricas asociaciones de foraminíferos bentónicos parecen indicar fondos marinos bien oxigenados para esta asociación de facies.

Las dos facies diferenciadas son ricas en sedimentos de grano muy fino. La facies A.1 está constituida por biomicrotas muy poco lavadas y la facies A.2 muestra altas proporciones de arcillas. Esto nos lleva a pensar en un medio tranquilo con una alta cantidad de sedimento de grano muy fino en suspensión y, por lo tanto, con una turbidez bastante alta de las aguas. Estas finas partículas en suspensión reducen la profundidad de penetración de los rayos solares, disminuyendo la profundidad de la zona fótica.

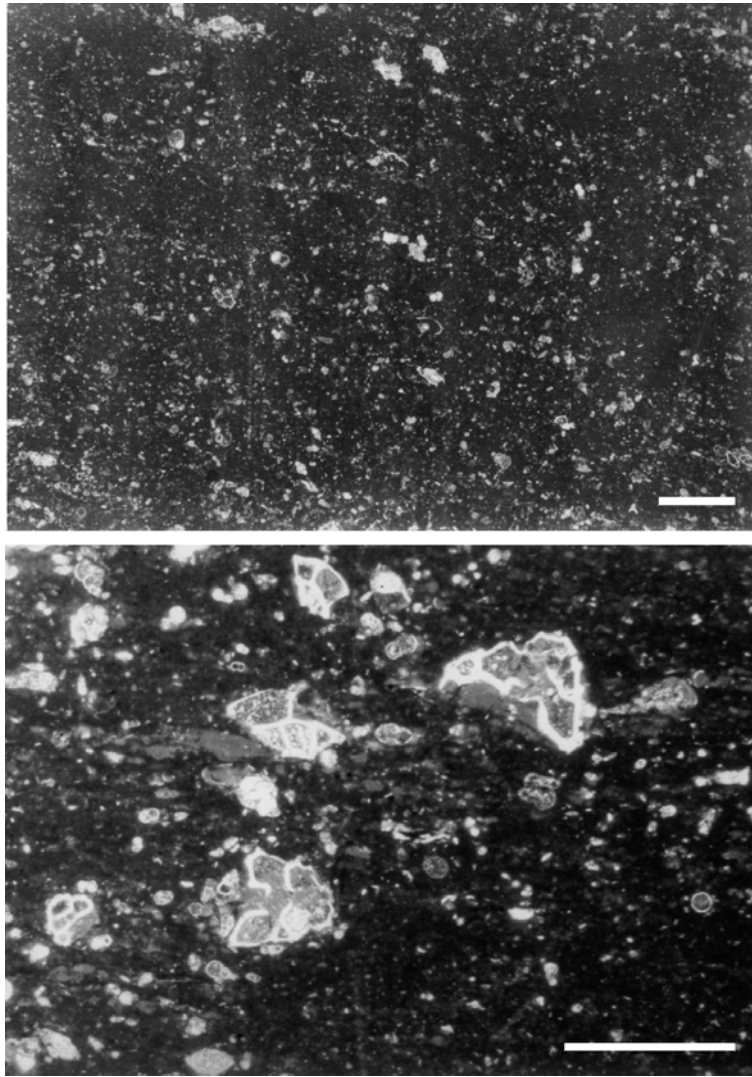


Figura 5.8.3. Dos ejemplos de la facies A.1 al microscopio. Arriba, biomicritas *wackestone* ricas en foraminíferos planctónicos. Abajo, detalle de los grandes foraminíferos planctónicos que caracterizan el Maastrichtiense superior, entre ellos destaca *Globotruncanita* sp. y *Contusotruncana contusa*. Escala gráfica: 1mm.

Ninguna de las dos facies incluye organismos fotosintéticos ni organismos que necesiten luz solar para su desarrollo. En cuanto a la batimetría de estos depósitos, los foraminíferos microbentónicos reconocidos permiten estimar un ambiente marino batial, con profundidades superiores a los 200 m. Existen aproximaciones paleobatimétricas previas para el conjunto de la sección de Agost, tales como la de Arenillas *et al.* (1993), que proponen para este corte, en función de la relación foraminíferos planctónicos/bentónicos, una batimetría correspondiente a la parte superior de la zona batial o a la parte externa de la zona nerítica, es decir profundidades similares a ligeramente más someras que las que aquí se proponen. También De Ruig *et al.* (1991), en función de la posición paleogeográfica que asumían para esta sección y en función de las facies, estimaron una profundidad batial para estos depósitos.

Atendiendo a los criterios considerados, el medio de sedimentación de esta unidad correspondería a un ambiente marino abierto y tranquilo, hemipelágico mixto, bien oxigenado, situado por debajo de la zona fótica y a profundidades marinas batiales, en el que predominó la decantación.

Estas condiciones de sedimentación se mantuvieron muy homogéneas, al menos, durante el depósito del espesor analizado de la unidad. Las únicas variaciones observadas responden a variaciones en la proporción de terrígenos en suspensión en el medio. En los primeros metros predominan las margas y margocalizas (facies A.2), con escasos niveles carbonáticos (correspondientes a la facies A.1). Hacia techo, los tramos margosos se hacen

menos potentes y adquieren un mayor contenido en carbonatos. De nuevo, ya hacia el techo de la unidad, los niveles margosos de la facies A.2 comienzan a ser más potentes y algo más ricos en arcillas. Estas variaciones en los aportes de terrígenos de grano muy fino podrían estar relacionadas con variaciones de tipo climático y/o oscilaciones del nivel relativo del mar.

Formación Agost

Unidad constituida por margas de diferentes tonalidades, entre las que se intercalan escasos y finos niveles calizos y calizomargosos de colores beige a gris claro.

Se podrían distinguir, a grandes rasgos, tres tramos principales en esta unidad: tramo inferior, medio y superior. El tramo inferior de la unidad está constituido por alternancias rítmicas de margas y calizas con contactos bastante netos entre sí. El tramo medio se compone de una parte muy potente rica en margas, que da comienzo con margas verdes algo carbonáticas y muy finas intercalaciones de calizas laminadas, y que continúa con margas verdes más plásticas que dan paso, mediante un límite muy neto, a margas de color rojo a unos 11,5 m de la base de la unidad. Por último, el tramo superior de la unidad, que muestra un aumento en el contenido en carbonatos con respecto al tramo medio, está constituido por margas a margocalizas grises y niveles tabulares calizos de color gris claro con finas intercalaciones margocalizas.

Se han diferenciado tres facies en esta unidad, que se agrupan en una asociación de facies de ambientes hemipelágicos mixtos (fig. 5.8.4).

Asociación de facies de ambientes hemipelágicos mixtos. Asociación constituida fundamentalmente por margas a margocalizas de color gris- verde a rojo (facies B.2) y calizas a calizas margosas de tonos beige a gris claro (facies B.1), entre las que aparecen intercaladas calizas finamente laminadas (facies B.3).

A	B	C	D	E	F
formación Agost	Medio hemipelágico mixto	B.1	* * * Calizas y calizas margosas wackestone a packstone ↓ (P)	<1%	☞ ☞ ☞ ☞ ☞ ☞ ↑ P/B } - }
		B.2	* * * Margas y margocalizas verdes-grises a rojas		☞ ☞ ☞ ☞ ☞ ☞ ↑ P/B
		B.3	* Calcarenitas packstone con laminación paralela ↑ (P) ↑ (P)	1,5%- 3%	☞ ☞ ↑ P/B

Figura 5.8.4. Características de las facies de la fm. Agost. A) Siglas asignadas a las facies. B) Denominación de la facies y su abundancia relativa (un asterisco supone una baja abundancia, dos, moderada y tres, alta). C) Contenido en granos de cuarzo y D) Contenido fósil y, en el extremo derecho, el grado de bioturbación.

Los tramos más carbonáticos, correspondientes a la facies B.1, muestran una bioturbación ligera a moderada de tipo *Zoophycos* y están constituidos por biomicritas de grano fino a muy fino con texturas *wackestone* y *packstone* predominantes, que incluyen pequeños porcentajes de granos de cuarzo (siempre inferiores al 1%) de tamaño arena fina a muy fina (fig. 5.8.5). El contenido fósil de las facies B.1 y B.2 está formado por restos de equínidos, abundantes foraminíferos planctónicos, globosos en la parte inferior de la unidad y de morfologías subangulosas a angulosas en la parte media y alta, junto con algunos ostrácodos y una rica asociación de foraminíferos microbentónicos, de paredes calcáreas y aglutinadas, característicos de aguas relativamente profundas. La relación entre los foraminíferos planctónicos y bentónicos (P/B) es elevada (superior al 75-80%). El estado de conservación de este contenido fósil es bueno, a pesar de que los equínidos suelen estar fragmentados.

Incluidos en las biomicritas de la facies B.1 se encuentran ocasionalmente algunos clastos de formas redondeadas de composición fosfática.

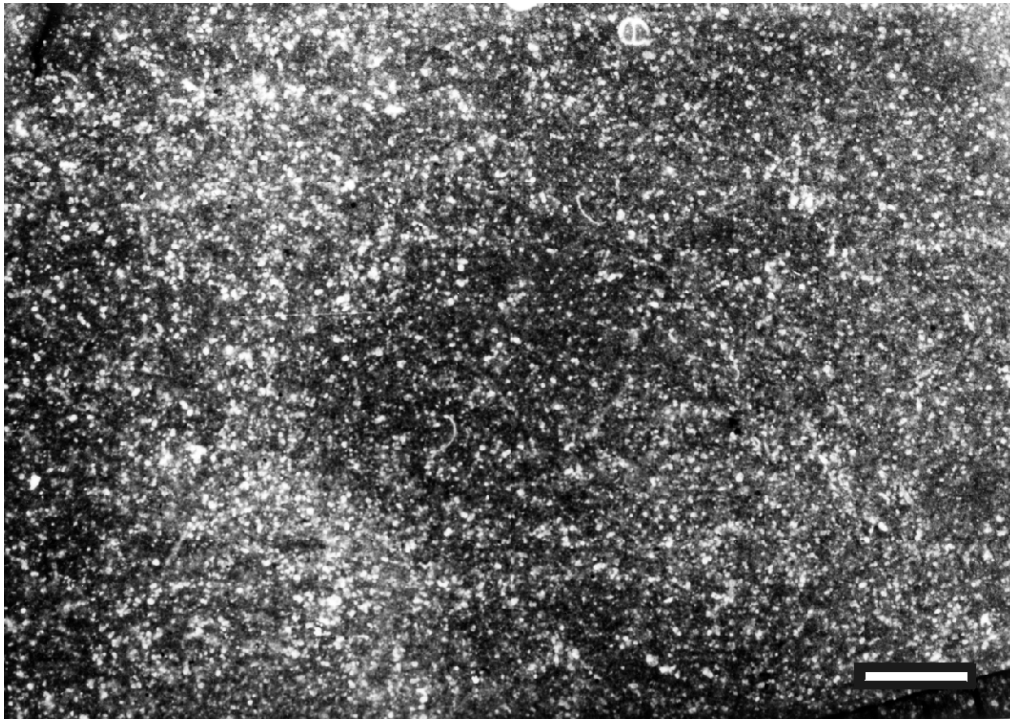


Figura 5.8.5. Ejemplo de la facies B.1. Biomicritas de grano fino a muy fino, ricas en foraminíferos planctónicos globosos, de la parte inferior de la fm. Agost. Advértase el tamaño mucho menor de los componentes de esta facies frente a los depósitos hemipelágicos del Cretácico terminal de la facies A.1. (fig. 5.8.3). Escala: 1 mm.

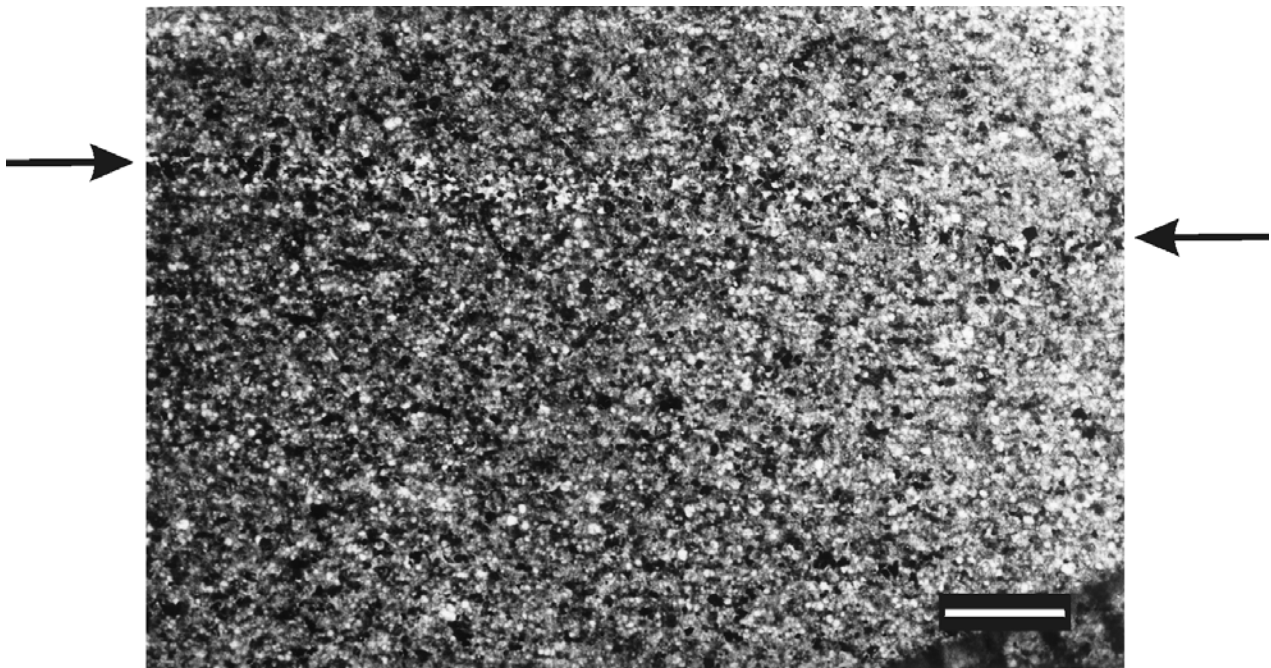


Figura 5.8.6. *Packstone* laminado rico en terrígenos y con abundantes foraminíferos planctónicos de la facies B.3. Obsérvese el fino nivel, subparalelo a la estratificación, rico en partículas ferruginizadas y en terrígenos (señalado por las flechas negras). Escala: 1 mm.

Intercalados en la parte inferior-media de la unidad, entre las margas y margocalizas de la facies B.2, se han reconocido finos niveles calcareníticos de espesor centimétrico que se incluyen en la facies B.3. La abundancia relativa de esta facies es muy baja. Está constituida por calizas algo margosas de color gris a ocre, finamente laminadas. Se trata de calcarenitas *packstone* de tamaño de grano fino a muy fino, con contenidos variables (entre el 1,5% al 3%) en granos de

cuarzo angulosos a sub-redondeados, de tamaño fino a muy fino. Sus componentes muestran una orientación preferente, según finas láminas horizontales. Algunas de estas laminaciones quedan resaltadas por la acumulación de partículas ferruginizadas y abundantes granos de cuarzo (fig. 5.8.6). Estas calcarenitas incluyen pequeños cantos de glauconita y de naturaleza fosfática. Su contenido fósil está constituido por abundantes foraminíferos planctónicos globosos, de pequeño tamaño y bien conservados, aunque a veces pueden mostrar algunas evidencias de fragmentación. Los caparazones de algunos foraminíferos muestran rellenos de óxidos de hierro. La relación P/B es alta, superior al 70%.

Interpretación ambiental

Respecto a las facies B.1 y B.2, su contenido fósil, con abundantes restos de equínidos y con ricas asociaciones de foraminíferos bentónicos, indica que la sedimentación tuvo lugar bajo condiciones marinas normales de oxigenación y de salinidad. Estos depósitos muestran contenidos bastante altos en siliciclásticos de grano muy fino, especialmente los depósitos más margosos de la facies B.2, muy ricos en arcillas. Esto apuntaría a medios marinos muy tranquilos, con predominio de la decantación y de la lluvia de material pelágico. Por otra parte, toda esta cantidad de sedimentos de grano muy fino en suspensión supondría aguas con una alta turbidez, que no dejaban pasar con facilidad los rayos solares, disminuyendo la profundidad de la zona fótica. La ausencia de organismos que necesiten de la luz solar para su desarrollo en esta asociación de facies corroboraría que estos materiales se formaron por debajo de la zona fótica. En cuanto a la paleobatimetría de estos depósitos, la asociación de foraminíferos microbentónicos indica paleoprofundidades batiales, según van Morkhoven *et al.* (1986). Este dato podría precisarse un poco más si tenemos en cuenta que Berggren y Aubert (1983) estimaron una paleoprofundidad mínima de 500 m para algunas de las especies incluidas en esta unidad (p.ej. *Bulimina trinitatensis*). Como ya se comentó para la unidad anterior, algunos autores han asignado para el conjunto de la sección de Agost profundidades neríticas externas a la parte superior de la zona batial (Arenillas *et al.*, 1993), o batiales medias (De Ruig *et al.* 1991).

En conjunto, atendiendo a los criterios analizados, el depósito de estas dos facies correspondería a medios tranquilos hemipelágicos mixtos, bajo condiciones marinas normales, por debajo de la zona fótica y a profundidades marinas batiales superiores a los 500 m, en los que predominaba la decantación.

La facies B.3 de calcarenitas bastante lavadas con laminación paralela, con una clara orientación preferente de sus componentes en finas láminas horizontales, fue depositada bajo condiciones de cierta energía. Sin embargo, su contenido fósil está bien conservado, con escasas evidencias de fragmentación, lo que apunta a que el transporte lateral que sufrió no debió de ser muy importante. Así, estos materiales con laminación paralela, cargados en terrígenos de grano más grueso, podrían ser el resultado de flujos turbidíticos que llegaban a estas zonas marinas tranquilas. Sin embargo, no se podría descartar que estos depósitos fuesen el resultado de la acción de corrientes tractivas de fondo, similares a los depósitos calcareníticos descritos en la fm. Aspe de Caravaca, aunque con un desarrollo mucho menor. Esta facies sólo tiene representación en la parte baja de la unidad y de manera totalmente secundaria en relación a los depósitos de las facies B.1 y B.2.

Formación Pinoso

Está constituida por calizas limosoarenosas de tonos claros, entre las que se reconocen pequeñas intercalaciones ligeramente más margosas, poco potentes. Estos depósitos están fuertemente alterados por la tectónica, lo que dificulta la observación de sus estructuras.

En los materiales que afloran de esta unidad en la sección de Agost sólo se ha reconocido una asociación de facies de plataforma externa mixta (fig. 5.8.7).



A	B	C	D	E	F
fm. Pinoso	Plat. externa mixta	C.1	Calcarenitas limosoarenosas <i>packstone</i> con laminación paralela ↑ ⁹	5% - 10%	  ↓ ≈ P/B

Figura 5.8.7. Características de la facies reconocida en la fm. Pinoso. Ver fig. 5.8.4. para leyenda.

Asociación de facies de plataforma externa mixta.

Está constituida por una única facies de calizas limosoarenosas de color blanco a beige, estratificadas en bancos de espesor decimétrico (facies C.1). La estructura sedimentaria más abundante es la bioturbación, de ligera a moderada, constituida por finos tubos de pequeño diámetro. Son calcarenitas *packstone* limosoarenosas, de tamaño de grano fino a medio (fig. 5.8.8), que incluyen proporciones variables (que oscilan entre el 5 y el 10%) de granos de cuarzo angulosos a subredondeados, de tamaño arena fina a media. Cabe destacar la presencia de abundantes partículas de glauconita no oxidada y de minerales opacos. Cuando la bioturbación es ligera, se ha podido reconocer una fina laminación paralela originada por la orientación preferente de sus componentes.

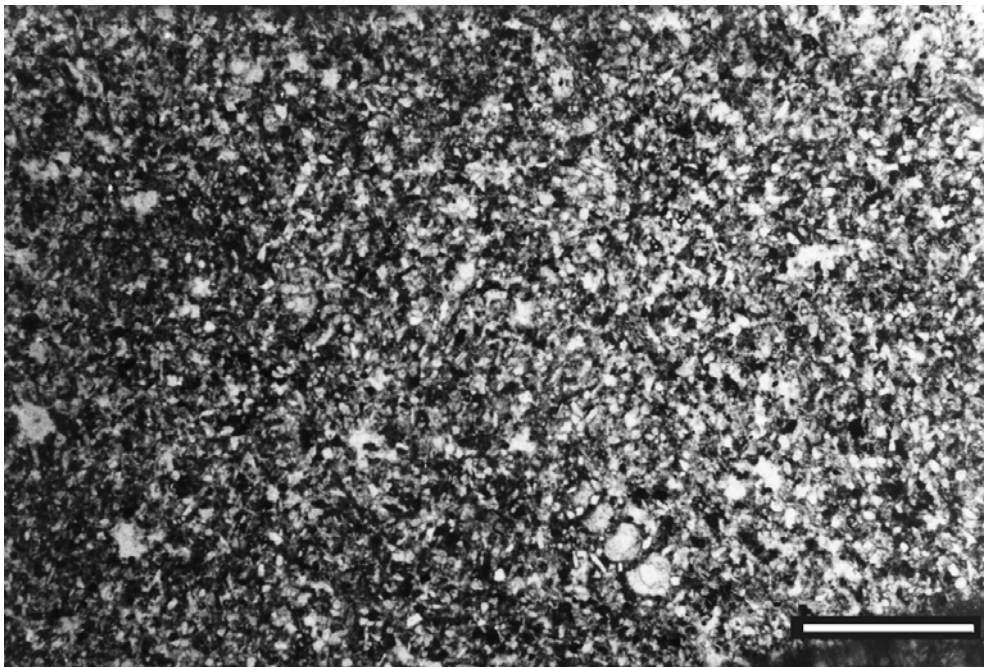


Figura 5.8.8. Calcarenitas *packstone* muy ricas en terrígenos de la formación Pinoso. Escala gráfica: 1mm.

Su contenido fósil incluye restos de equínidos, numerosos foraminíferos bentónicos – de pared calcárea y de pequeño tamaño (pequeños rotálidos) y también, aunque más escasos, de pared aglutinada de terrígenos – y algunos foraminíferos planctónicos. La relación entre los foraminíferos planctónicos y bentónicos es de media a baja (inferior al 35%). El estado de conservación es medio a bajo, aunque varía notablemente de unos grupos a otros. Los equínidos muestran abrasión y están algo fragmentados, mientras que los foraminíferos están algo mejor conservados. La facies incluye también restos muy micritizados que no se han podido identificar.

Estos materiales difieren claramente de los depósitos de la unidad infrayacente del Paleoceno debido a que su contenido en terrígenos de tamaño arena es mucho mayor y a que muestra tamaños algo mayores de grano, a su mayor porcentaje en foraminíferos bentónicos, al peor grado de conservación de los restos fósiles, que están mucho más fragmentados y abrasionados en general, y a la presencia en esta facies de numerosos granos opacos y bioclastos micritizados.

Interpretación ambiental

Los depósitos reconocidos en esta unidad muestran características muy parecidas a las descritas para los depósitos de naturaleza turbidítica de la fm. Pinoso en las secciones de la Sierra del Maigmo y de la Sierra del Carhe y para los depósitos de la parte superior de los niveles turbidíticos de la fm. Pinoso en la sección de Aspe. Los depósitos de esta edad muestran una gran homogeneidad de facies, tanto espacialmente como en el tiempo.

Se interpreta que el depósito de estos materiales tuvo lugar en una plataforma externa mixta, similar a la descrita para esta misma unidad en las secciones de la Sierra del Carhe y de Aspe, a la que llegaban depósitos cargados en terrígenos de tamaño arena y en restos procedentes de áreas someras, con abundantes restos micritizados, que serían el resultado de flujos de carácter turbidítico. Estos depósitos, con una fina laminación paralela, corresponderían al término Tb de Bouma. El hecho de que las texturas de tipo *packstone*, bien lavadas en general y con poca micrita, sean dominantes en esta facies, junto con un contenido fósil caracterizado por una conservación media a baja con evidencias de abrasión y fragmentación, indicaría una cierta energía en el medio y transporte lateral.

Los depósitos de esta facies supusieron una importante entrada de terrígenos de grano algo más grueso y un cambio en las asociaciones faunísticas, que muestran un mayor porcentaje en organismos bentónicos, respecto a la unidad infrayacente.

5.8.2. Biocronoestratigrafía

El estudio bioestratigráfico del Cretácico superior terminal se ha realizado a partir del estudio de las asociaciones de foraminíferos planctónicos en los levigados y en lámina delgada (fig. 5.8.9 y láminas 1-3 y 8-12 del apéndice fotográfico).

El análisis bioestratigráfico del Paleoceno y Eoceno se ha realizado básicamente a partir del estudio de las asociaciones de foraminíferos planctónicos en levigado. El grado de compactación y recristalización de los depósitos de la fm. Pinoso no ha permitido obtener levigados para el estudio de las asociaciones de foraminíferos. De este modo, la edad de estos materiales se ha inferido a partir del estudio de las secciones de éstos en lámina delgada.

Los foraminíferos microbentónicos, todos ellos de ambientes relativamente profundos, si bien no ofrecen datos tan precisos para el estudio bioestratigráfico, por sus amplios rangos de distribución temporal, se han analizado también a partir de los levigados (láminas 4-7 del apéndice fotográfico) ya que permiten obtener una primera aproximación a la edad y a la paleobatimetría de los depósitos.

Formación Raspay

Se ha reconocido la siguiente asociación fósil:

Foraminíferos planctónicos: La abundancia y buena conservación de estos foraminíferos ha permitido reconocer numerosas especies que caracterizan la biozona de *Abathomphalus mayaroensis*, última biozona del Maastrichtiense, para los niveles aflorantes de esta unidad.

Biozona de *Abathomphalus mayaroensis* Se trata de una biozona de intervalo, que comienza con la primera aparición de la especie índice. Se han reconocido los siguientes taxones (fig. 5.8.9):

- Abathomphalus mayaroensis* (BOLLI, 1951)
- Archaeoglobigerina* sp.
- Contusotruncana contusa* (CUSHMAN, 1926)
- Contusotruncana patelliformis* (GANDOLFI, 1955)
- Contusotruncana walfischensis* (TODD, 1970)
- Gansserina gansseri* (BOLLI, 1951)
- Globigerinelloides* sp.
- Globotruncana arca* (CUSHMAN, 1926)
- Globotruncana dupeublei* CARON, GLEZ. DONOSO, ROBASYNSKI Y WONDERS, 1984
- Globotruncana falsostuarti* SIGAL, 1952
- Globotruncanella havanensis* (VOORWIJK, 1937)

Globotruncanella sp.
Globotruncanita angulata (TILEV, 1951)
Globotruncanita conica (WHITE, 1928)
Globotruncanita stuarti (DE LAPPARENT, 1918)
Globotruncanita stuartiformis (DALBIEZ, 1955)
Heterohelix sp.
Planoglobulina acervulinoides (EGGER, 1899)
Planoglobulina meyerhoffi SEIGLIE, 1960
Plummerita reicheli (BRÖNNIMANN, 1952)
Racemiguembelina fructicosa (EGGER, 1899)
Rugoglobigerina rotundata BRÖNNIMANN, 1952
Rugoglobigerina rugosa (PLUMMER, 1926)
Rugoglobigerina scotti (BRÖNNIMANN, 1952)
Schackoina sp.

Foraminíferos bentónicos: Los foraminíferos bentónicos son bastante escasos en las muestras procedentes de los niveles más carbonáticos, pero se muestran en mayor número y con una buena conservación en los tramos margosos. Se han identificado:

Ammodiscus sp.
Anomalinoides sp.
Cibicidoides velascoensis (CUSHMAN, 1925)
Dorothia pupa (REUSS, 1860)
Globorotalites sp.
Gyroidinoides globosus (HAGENOW, 1842)
Lenticulina sp.
Oridorsalis sp.
Quadrinorphina sp.
Sitella sp.
Stensioina pommerana BROTZEN, 1940
Verneuilina sp.

Interpretación cronoestratigráfica

Para los niveles analizados de la Fm. Raspay en la sección de Agost se ha reconocido la biozona de *Abathomphalus mayaroensis*. En función de las especies identificadas (fig. 5.8.9), se trataría de la parte media – alta de dicha biozona, caracterizada por una progresiva disminución en la abundancia y diversidad de las especies de globotruncánidos de tamaño medio a grande y ornamentados, frente a las formas más pequeñas y globosas. A esta parte de la biozona le correspondería, de acuerdo con Hardenbol *et al.* (1998a), una edad Maastrichtiense superior alto. Sin embargo, la parte más alta de la biozona, caracterizada por la abundancia de formas globosas y sencillas de menor tamaño, no se ha identificado. Algunos autores (p.ej. Pardo *et al.* 1996) citan para esta sección de Agost la existencia de un intervalo de sedimentación condensada/hiato sedimentario en la parte más alta del Maastrichtiense. No obstante, según estos autores, atendiendo a los datos estratigráficos y paleomagnéticos de que se disponían hasta el momento, el intervalo temporal representado por este posible hiato sería relativamente corto (inferior a los 100.000 años).

A partir de la asociación de foraminíferos microbentónicos se obtiene una edad Campaniense superior a Maastrichtiense superior.

Así, para el intervalo analizado de la Fm. Raspay en la sección de Agost se obtiene una edad Maastrichtiense superior alto.

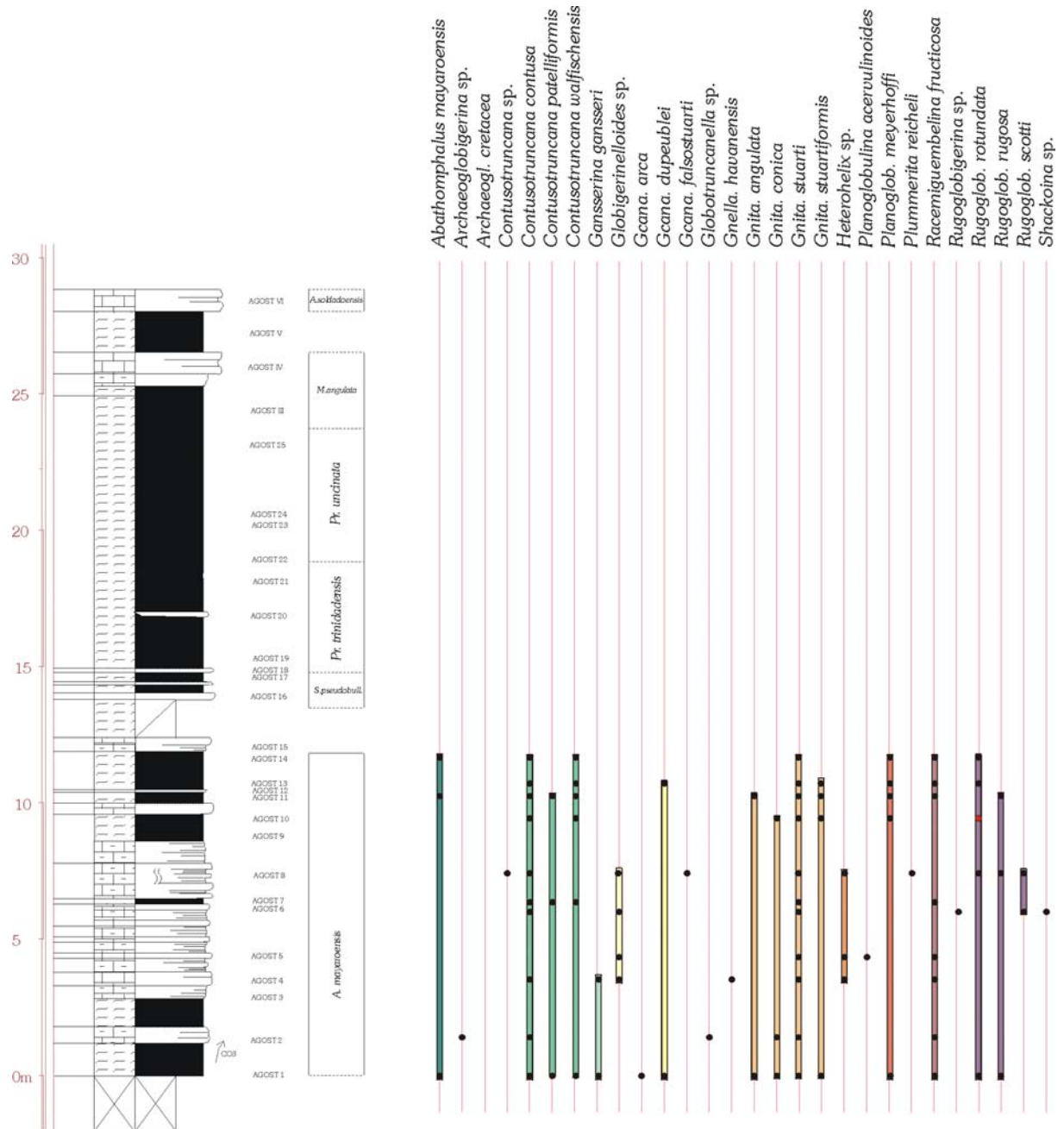


Figura 5.8.9. Cuadro bioestratigráfico con los rangos de distribución de los foraminíferos planctónicos de la sección de Agost.

Formación Agost

Foraminíferos planctónicos: De base a techo, se han reconocido las biozonas de *Parasubbotina pseudobulloides*, *Praemurica trinidadensis*, *Praemurica uncinata* y *Morozovella angulata* (fig. 5.8.9), de acuerdo con la biozonación propuesta por Pujalte *et al.* (1994).

Foraminíferos bentónicos: Se han identificado:

- Ammodiscus cretaceus* (REUSS, 1845)
- Ammodiscus* sp.
- Anomalinoidea rubiginosus* (CUSHMAN, 1926)
- Anomalinoidea* sp.
- Astacolus* sp.
- Bulimina trinitatensis* CUSHMAN Y JARVIS, 1928

Cibicidoides dayi (WHITE, 1928)
Cibicidoides hyphalus (FISHER, 1969)
Cibicidoides sp.
Cibicidoides velascoensis (CUSHMAN, 1925)
Clavulinoides sp.
Coryphostoma sp.
Dentalina sp.
Dorothia bulleta (CARSEY, 1926)
Dorothia pupa (REUSS, 1860)
Dorothia retusa CUSHMAN
Dorothia sp.
Gaudryna sp.
Globorotalites conicus (CARSEY, 1926)
Globorotalites sp.
Gyroidinoides globosus (HAGENOW, 1842)
Gyroidinoides sp.
Haplophragmoides sp.
Lenticulina sp.
Marginulina sp.
Marssonella oxycona (REUSS, 1860)
Neoflabellina jarvisi (CUSHMAN, 1935)
Oridorsalis sp.
Osangularia sp.
Pullenia sp.
Quadrirorphina allomorphinoides (REUSS, 1860)
Quadrirorphina sp.
Saracenaria sp.
Sitella sp.
Verneuilina sp.

Interpretación cronoestratigráfica

Los primeros depósitos analizados de esta unidad se han incluido en la biozona de *Parasubbotina pseudobulloides*. No se ha llegado a reconocer la primera biozona del Paleoceno (*G. cretacea* + *P. longiapertura*), probablemente debido a un problema en el muestreo o bien por un problema en el tratamiento de las muestras. Sin embargo, a pesar de que el Paleoceno basal ha sido reconocido por otros autores en esta sección (p. ej.: Canudo *et al.* 1991; Pardo *et al.* 1996; Molina *et al.* 1996), se ha citado la existencia de hiatos sedimentarios para estos primeros episodios del Paleoceno. Así, Groot *et al.* (1989), en un estudio en el que correlacionaron la magnetoestratigrafía y la bioestratigrafía con foraminíferos planctónicos del Paleoceno inferior en los cortes de Agost y Zumaya, pusieron de manifiesto la existencia de un solapamiento de los crones C29N y C28N en el primero de ellos, lo que supondría la existencia de un hiato en el corte de Agost para ese intervalo. Por otra parte, Pardo *et al.* (1996), a partir de la correlación gráfica entre la sección de Agost y la del estratotipo de El Kef (Tunisia), observaron dos episodios de sedimentación condensada en el Daniense inferior de la sección de Agost, dentro de los cuales podrían existir sendos hiatos: un primer hiato en el límite entre las biozonas P0 y P1a, faltando la parte inferior de la biozona P1a, y un segundo hiato en la parte superior de la biozona P1a (biozonación según Keller, 1993).

La última biozona reconocida para esta unidad corresponde a la biozona de *Morozovella angulata*. A esta biozona le corresponde una edad Selandiense inferior (Paleoceno medio bajo), de acuerdo con Hardenbol *et al.* (1998b). Por encima de estos depósitos, se ha reconocido una asociación poco representativa que no se ha podido incluir en una biozona determinada.

A partir de la asociación de foraminíferos bentónicos se obtiene una edad comprendida entre la biozona P1 y la P5 de foraminíferos planctónicos de Berggren *et al.* (1995), esto es, una edad Daniense inferior a Ilerdiense inferior.

Teniendo en cuenta las asociaciones de foraminíferos representadas en esta unidad, la edad de estos depósitos sería Paleoceno inferior – Paleoceno medio.

Formación Pinoso

Se han reconocido numerosas secciones de foraminíferos bentónicos de pequeño tamaño y pared calcárea hialina, algunas secciones de foraminíferos bentónicos de pared aglutinada con granos terrígenos (*Reophax* sp.) y también algunas secciones de foraminíferos planctónicos, tanto de formas globosas como fuertemente angulosas. La clasificación de los foraminíferos microbentónicos es bastante arriesgada a partir de las secciones en lámina delgada, al igual que la de los foraminíferos planctónicos. Sin embargo, entre estos últimos se han reconocido, con ciertas dudas, secciones de las siguientes especies: *Morozovella aequa* (CUSHMAN Y RENZ), 1942; *M. acuta* (TOULMIN, 1941) y *M. velascoensis* (BOLLI, 1957). En conjunto, podríamos incluir estos depósitos en la biozona de *A. soldadoensis* (fig. 5.8.9). A esta biozona, en el sentido de Pujalte *et al.* (1994), le corresponde una edad equivalente a la de las biozonas P4c y P5 de Berggren *et al.* (1995), es decir una edad Thanetiense terminal a Ilerdiense inferior.

Así, la edad de los depósitos analizados de esta unidad sería Thanetiense terminal (Paleoceno superior terminal) a Ilerdiense inferior.

5.8.3. Discontinuidades y eventos

Tránsito Maastrichtiense – Daniense

Como ya se citó al principio de este apartado, este corte es una sección de referencia a nivel mundial en el estudio del tránsito del Cretácico al Terciario, gracias a su continuidad sedimentaria a lo largo de este tránsito y a sus buenas condiciones de exposición. Por este motivo, este tránsito ha sido objeto de numerosos estudios de diversa índole (Groot *et al.* 1989; Arenillas *et al.* 1993; Martínez-Ruiz *et al.* 2000, entre otros).

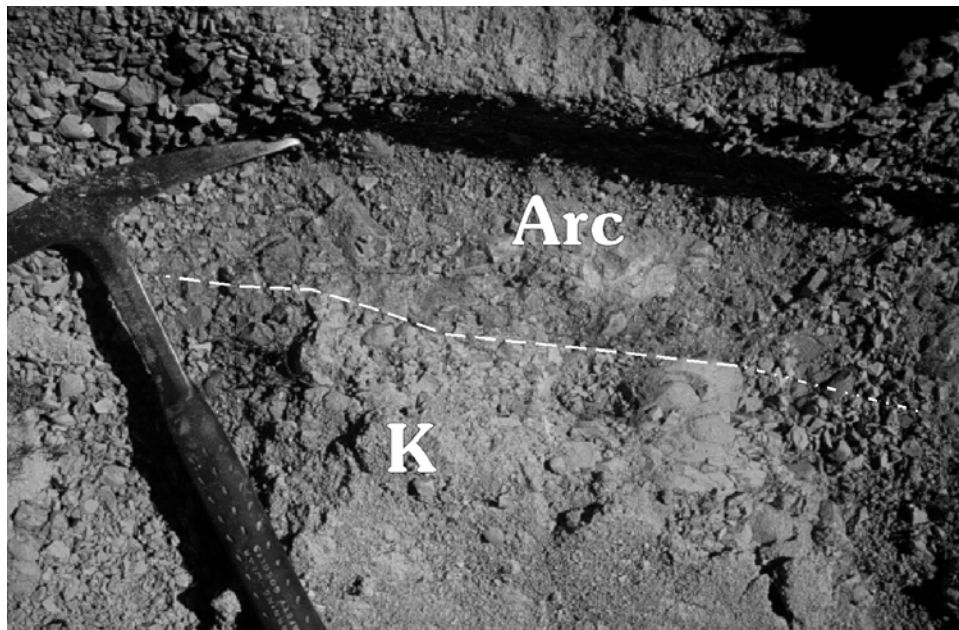


Figura 5.8.10. Imagen de campo del tránsito entre el Cretácico (**K**) y el Terciario en la sección de Agost, en la que se aprecian las lutitas oscuras (**Arc**) que marcan dicho límite.

En la sección de Agost, el paso del Maastrichtiense al Daniense tiene lugar mediante un fino nivel arcilloso de color verde-gris oscuro y de escasos centímetros de espesor (8-10 cm), que separa los depósitos margocalizos de la unidad infrayacente del Maastrichtiense (Fm. Raspay) de los materiales fundamentalmente margosos del Paleoceno (fm. Agost) (fig. 5.8.10). A techo de los materiales del Cretácico superior e inmediatamente por debajo del nivel arcilloso, existe un pequeño nivel ferruginizado de 1 a 2 mm de espesor.

En esta sección de Agost, el paso del Cretácico al Terciario está marcado por un bioevento de extinción, con la desaparición de todos los grupos de globotruncánidos, esto es, foraminíferos planctónicos de tamaño medio a grande y bastante ornamentados en general, y un

bioevento de aparición de nuevos grupos de foraminíferos planctónicos globosos de muy pequeño tamaño en los niveles basales del Paleoceno (compárense las fig. 5.8.3 y 5.8.5).

Discontinuidad Thanetiense superior-Ilerdiense

La fm. Agost queda separada de la fm. Pinoso suprayacente mediante una discontinuidad que representa un abrupto cambio en las condiciones de depósito. Este cambio está marcado por la entrada de material procedente de aguas algo más someras, con un mayor contenido en terrígenos de tamaño arena. Este cambio se ha reconocido en todas las secciones analizadas del sector estudiado. Los depósitos calcareníticos de la fm. Pinoso muestran unas características sedimentológicas y litológicas muy similares en todos los puntos en que afloran, lo que supondría la homogeneización de la sedimentación en toda el área para este momento.

A pesar de que los materiales de techo de la fm. Agost no han podido incluirse en una biozona concreta, los materiales más altos datados de esta unidad indican una edad Paleoceno medio bajo. Los depósitos de la fm. Pinoso inmediatamente por encima de la discontinuidad se han datado ya como Paleoceno superior terminal a Ilerdiense inferior. De este modo, el intervalo temporal representado por esta discontinuidad abarcaría, probablemente, parte del Paleoceno medio y gran parte del Paleoceno superior.

5.8.4. Evolución vertical

Se han reconocido tres unidades en la sección estudiada de Agost: la Fm. Raspay, la fm. Agost y la fm. Pinoso.

El depósito del espesor analizado de la Fm. Raspay tuvo lugar en un medio marino tranquilo, de tipo hemipelágico mixto, bajo condiciones marinas normales, por debajo de la zona fótica y a profundidades marinas batiales superiores a los 200 m. En este medio tranquilo, predominaba la decantación de fino material en suspensión y la lluvia de material pelágico. Estas condiciones de sedimentación se mantuvieron muy homogéneas a lo largo del depósito de la unidad y las únicas variaciones observadas en la evolución vertical de la unidad corresponden a ligeras variaciones en el contenido en terrígenos de tamaño arena muy fina y limo. Estas diferencias en el contenido en terrígenos podrían responder a ligeras variaciones climáticas y/o en relación a oscilaciones del nivel relativo del mar. A pesar de que no se ha reconocido una tendencia clara, para el espesor analizado de esta unidad se podrían diferenciar dos tramos más margosos separados por un tramo algo más carbonático, constituido por finas intercalaciones calizo-margosas y margosas (fig. 5.8.11). Esta alternancia de tramos más margosos y tramos más carbonáticos podría corresponder a dos episodios de variación del nivel relativo del mar de largo periodo.

La fm. Agost queda separada de la Fm. Raspay mediante un fino nivel arcilloso de escasos centímetros de espesor, a partir del cual tuvo lugar la extinción de todos los grupos de globotruncánidos y la aparición de nuevas formas durante el Paleoceno basal. Sin embargo, las condiciones de depósito se mantuvieron muy parecidas a las de la unidad infrayacente, y el depósito de la fm. Agost tuvo lugar en un medio hemipelágico mixto tranquilo, bien oxigenado, situado por debajo de la zona fótica y a profundidades marinas batiales, ligeramente superiores a las de la Fm. Raspay. Pero, a diferencia de la unidad infrayacente, durante los primeros episodios de sedimentación de esta unidad, a este medio marino tranquilo llegaban esporádicamente depósitos calcareníticos de naturaleza probablemente turbidítica. Salvo para estos primeros episodios, las condiciones de sedimentación se mantuvieron bastante homogéneas. La principal diferencia reconocida consiste en la proporción de terrígenos de grano muy fino que incluyen ambas facies y que podrían responder, al igual para la unidad infrayacente, a variaciones climáticas y/o en el nivel relativo del mar.

La fm. Agost queda separada mediante una discontinuidad de la fm. Pinoso. Esta discontinuidad supone un importante cambio en el ambiente de depósito marcado por una brusca entrada de materiales más ricos en terrígenos de tamaño arena y con partículas procedentes de áreas algo más someras (fig. 5.8.11). Estos depósitos representan la instauración de una plataforma externa mixta, a la que llegaban abundantes aportes de carácter turbidítico.

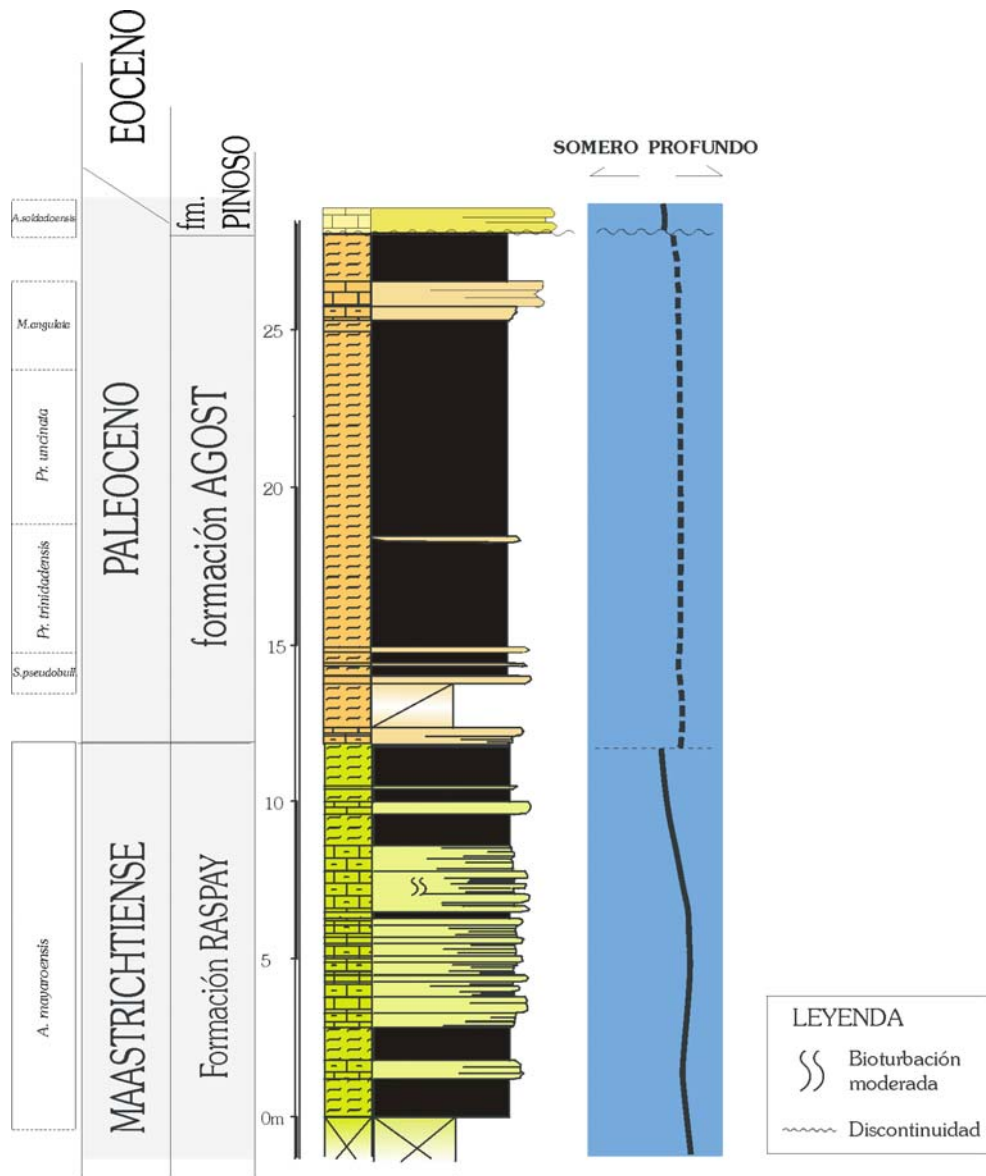


Figura 5.8.11. Evolución vertical de las unidades reconocidas en la sección de Agost.

5.9. Sector de Caravaca

La sección de Caravaca se encuentra en el sector septentrional del Dominio Subbético. Se ha incluido por su importancia desde un punto de vista regional, ya que sirve como patrón de comparación entre el Prebético y el Subbético, y también por tratarse de una sección de referencia a nivel mundial en el estudio del tránsito del Cretácico al Terciario, gracias a sus buenas condiciones de exposición y, especialmente, debido a que el registro del tránsito del Cretácico al Terciario es uno de los más continuos del mundo.

La sección analizada de Caravaca se localiza en las cercanías de la localidad murciana de Caravaca de la Cruz, en una zona con altitudes medias de 700 m, situada al pie de las sierras noroccidentales subbéticas.

La parte inferior de la sección estudiada en Caravaca se ha levantado en la Loma de la Solana, a unos 3 km al S de Caravaca de la Cruz, y está constituida por varias columnas parciales. Su parte superior se ha levantado en el Barranco del Gredero, al otro lado de la carretera que une Caravaca con Lorca. Las coordenadas son:

Columna Caravaca (L. de la Solana):

base (x=760,2; y=389,2) y techo (x=759,3; y=389,1)

Columna Caravaca (B^{co} del Gredero):

base (x=758,6; y=388,1) y techo (x=758,7; y=388,8)

La sucesión analizada en Caravaca, con un espesor próximo a los 300 m, abarca depósitos de edades comprendidas entre el Campaniense y el Ilerdiense y muestra una gran continuidad sedimentaria a lo largo de la mayor parte del intervalo temporal analizado.

Esta sucesión da comienzo con los depósitos de la **formación Aspe** (Campaniense – Maastrichtiense inferior), unidad fundamentalmente carbonática de carácter bastante rítmico, constituida por alternancias de niveles de calizas y calizas margosas de color blanco – beige y de margocalizas y margas de diferentes tonos. Hacia la parte superior, muestra abundantes intercalaciones de niveles calcareníticos laminados de color beige. Esta unidad presenta una potencia mínima de 120 metros (fig. 5.9.1). El tránsito hacia la unidad suprayacente es gradual, aunque bastante rápido, y está marcado por un pronunciado aumento en el contenido en terrígenos, pasando de los depósitos fundamentalmente carbonatados de color blanco-beige del Maastrichtiense inferior a los depósitos margosos de color verdoso del Maastrichtiense superior.

La **Formación Raspay** (Maastrichtiense superior) muestra un espesor mínimo de 45 m (ver fig. 5.9.1) y un carácter fundamentalmente margoso. Está constituida por margas y margocalizas de color verde-gris, entre las que se reconocen tramos poco potentes de calizas margosas de color gris claro y finas pasadas calcareníticas laminadas de color ocre que disminuyen hacia techo. El paso hacia la unidad suprayacente está marcado por un fino nivel arcilloso oscuro que constituye el tránsito Cretácico – Terciario.

La **formación Agost** (Paleoceno) presenta un espesor de 100 m (ver fig. 5.9.1 y 5.9.2 F-I) y muestra, al igual que la unidad infrayacente, un carácter fundamentalmente margoso. Está constituida por margas y margocalizas gris-verdosas a rojizas, con pasadas más carbonáticas de tonos más claros y, en la parte inferior, finas intercalaciones calcareníticas de tonos beige a ocre. Esta unidad está limitada a techo por una discontinuidad que abarca la parte más alta del Thanetiense y el Ilerdiense basal.

Sobre la discontinuidad desarrollada a techo de la fm. Agost se apoyan los primeros depósitos de la **formación Pinoso** (Ilerdiense). El espesor analizado de esta unidad en el Barranco del Gredero, muestra un espesor de 15m (ver fig. 5.9.1 y 5.9.2 I-J) y está constituido por margas de tonos gris - verdosos, entre las que se reconocen finas intercalaciones más carbonáticas de calizas margosas beige y niveles, más potentes hacia la base de la unidad, de

Afloramientos – Sector de Caravaca

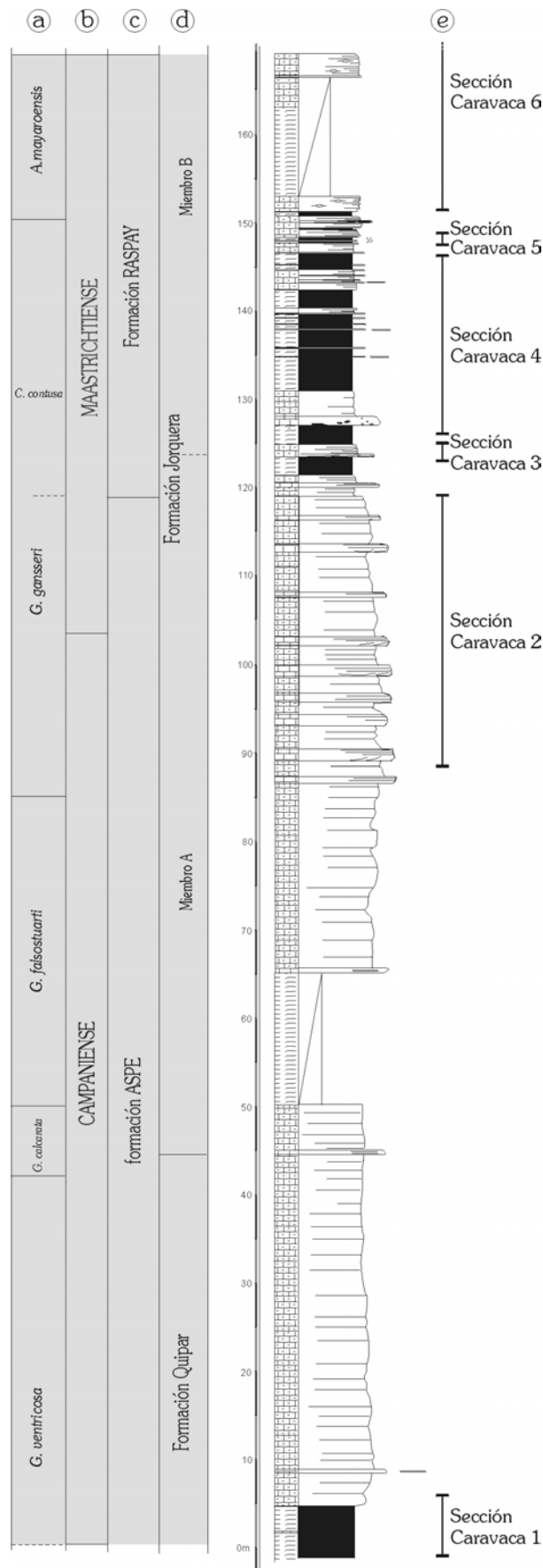


Figura 5.9.1 A. Columna sintética general de Caravaca y localización de las columnas parciales de detalle correspondientes a la figura 5.9.2 (continúa). a) y b) corresponden, respectivamente, a la biozonación y a la edad de las unidades litoestratigráficas según este trabajo, c) son las unidades litoestratigráficas seguidas en este trabajo y d) la equivalencia con las unidades utilizadas por van Veen (1969).

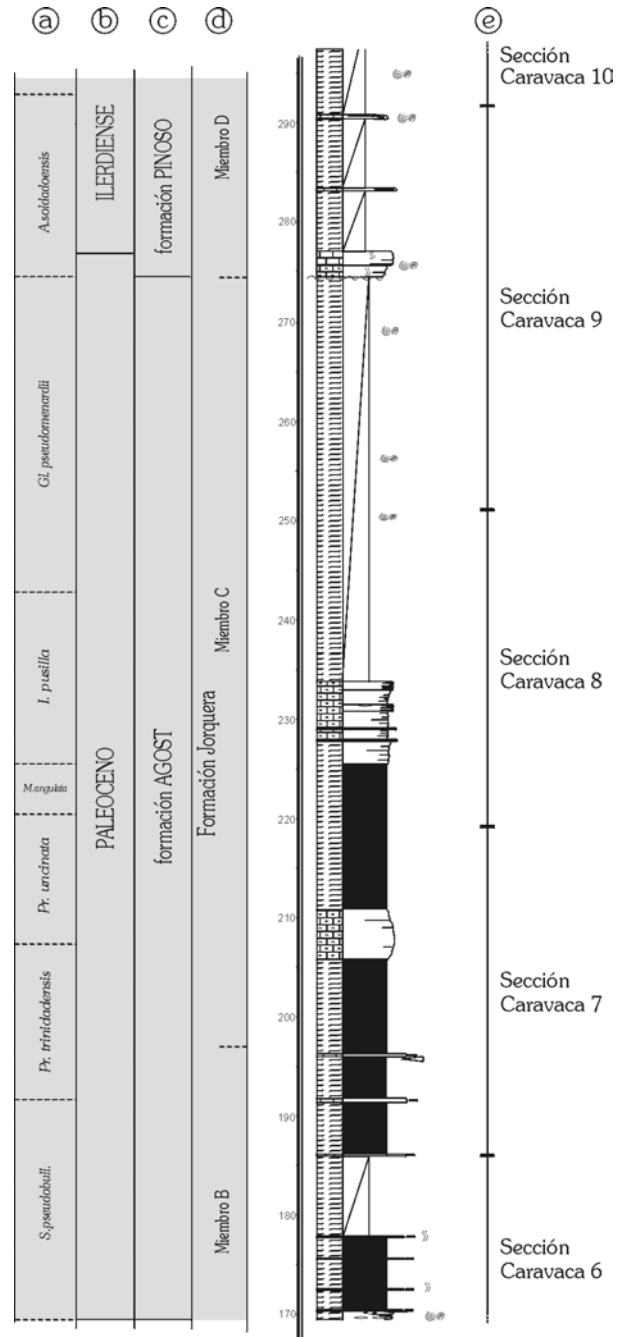


Figura 5.9.1 B. Columna sintética general de Caravaca y localización de las columnas parciales de detalle correspondientes a la figura 5.9.2 (continuación y final). Ver fig 5.9.1 A para leyenda.

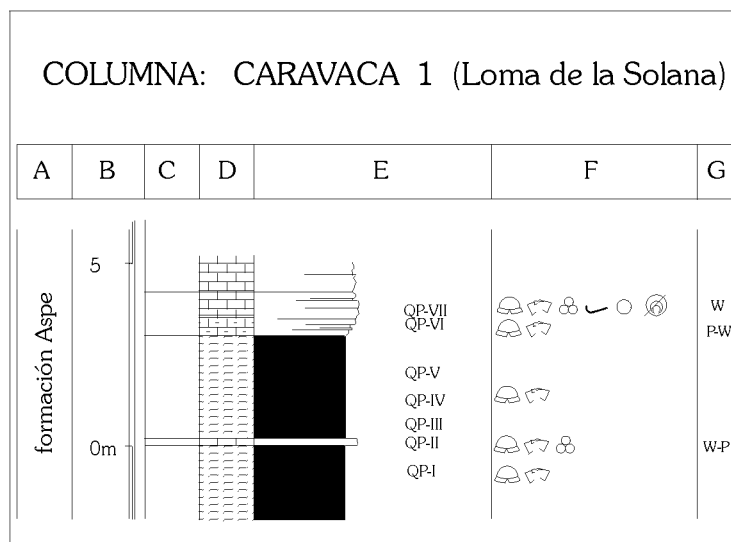


Figura 5.9.2 A. Columna estratigráfica de Caravaca (continúa). Ver fig. 1.4.2 para leyenda.

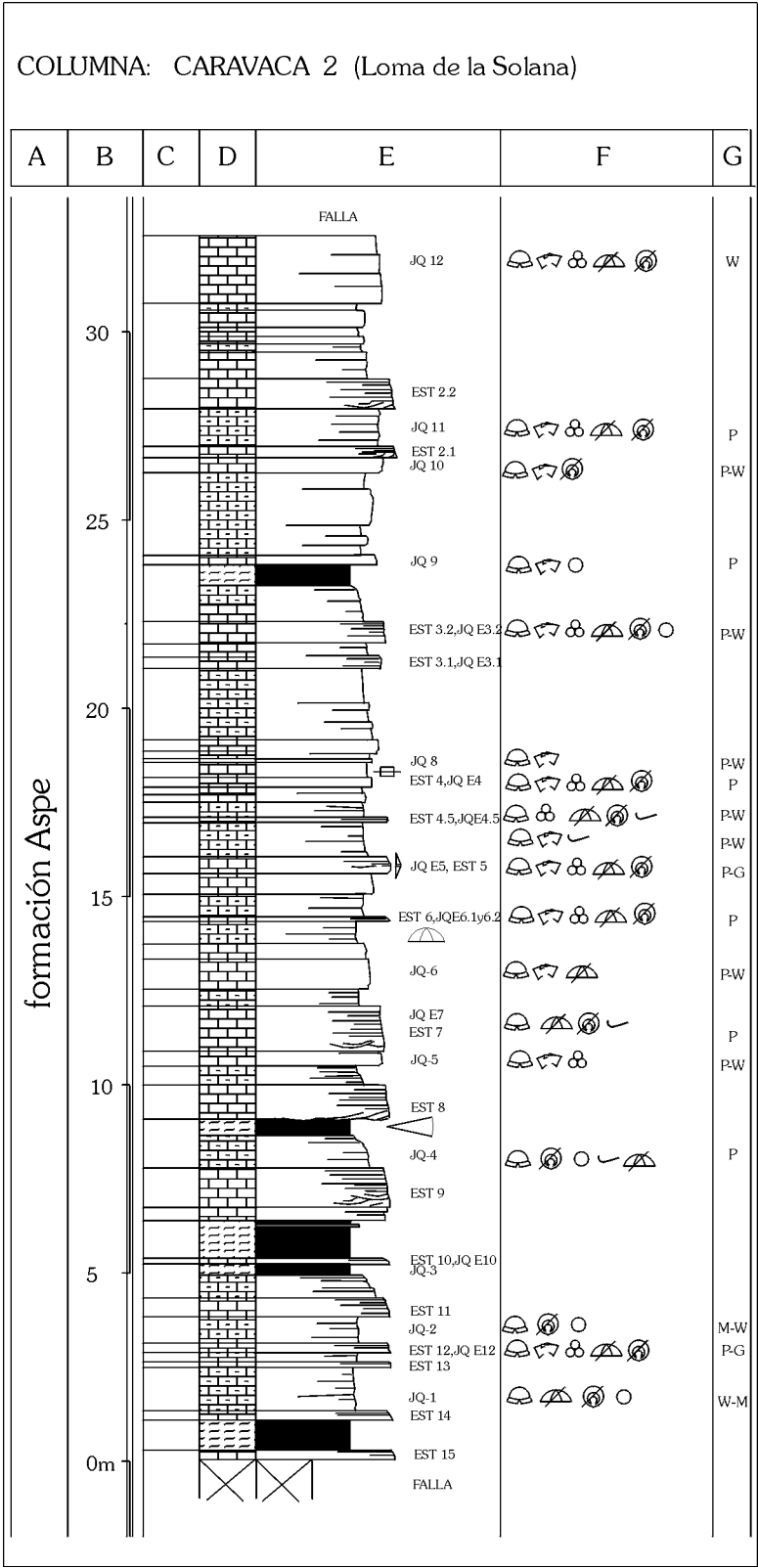


Figura 5.9.2 B. Columna estratigráfica de Caravaca (continúa).

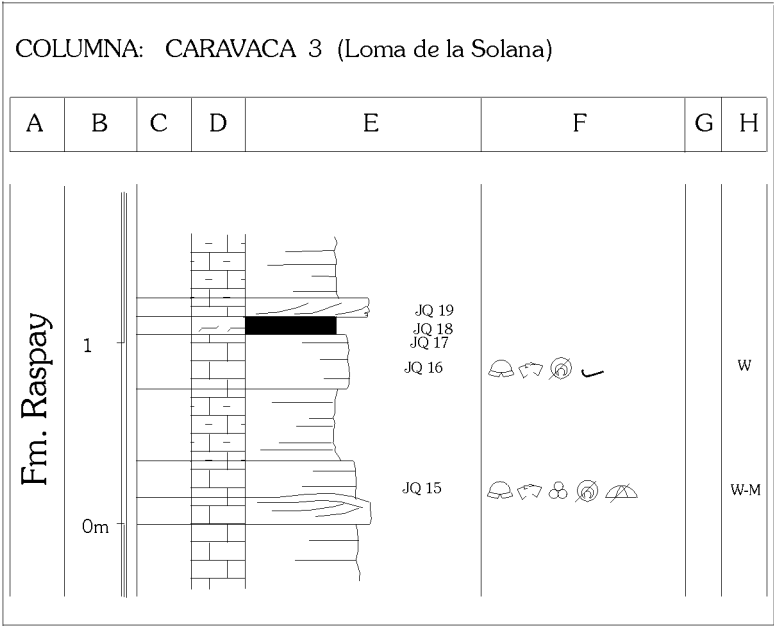


Figura 5.9.2 C. Columna estratigráfica de Caravaca (continúa).

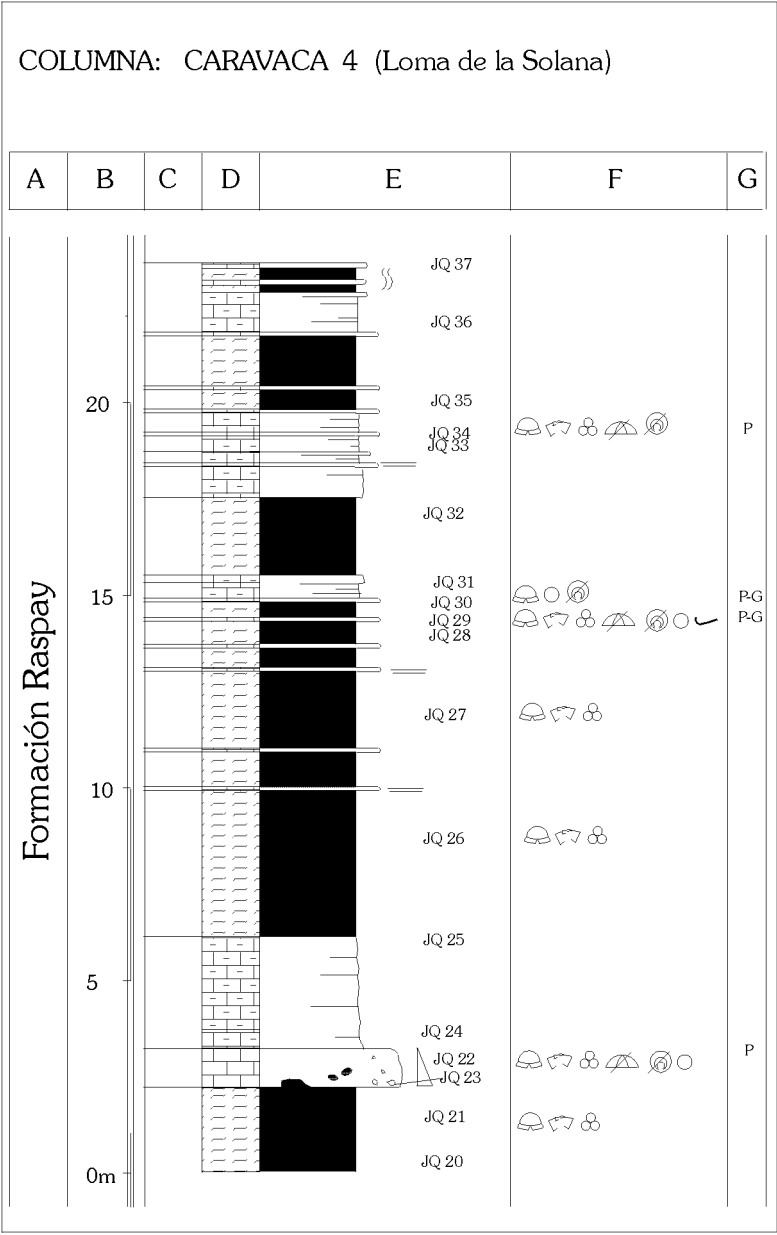


Figura 5.9.2 D. Columna estratigráfica de Caravaca (continúa).

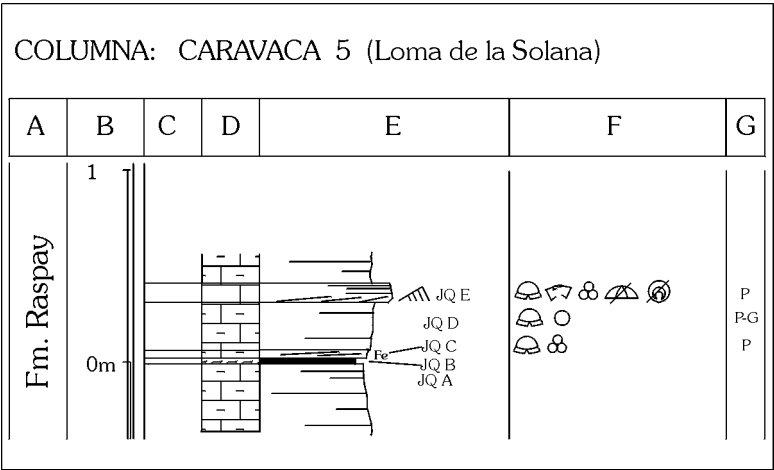


Figura 5.9.2 E. Columna estratigráfica de Caravaca (continúa).

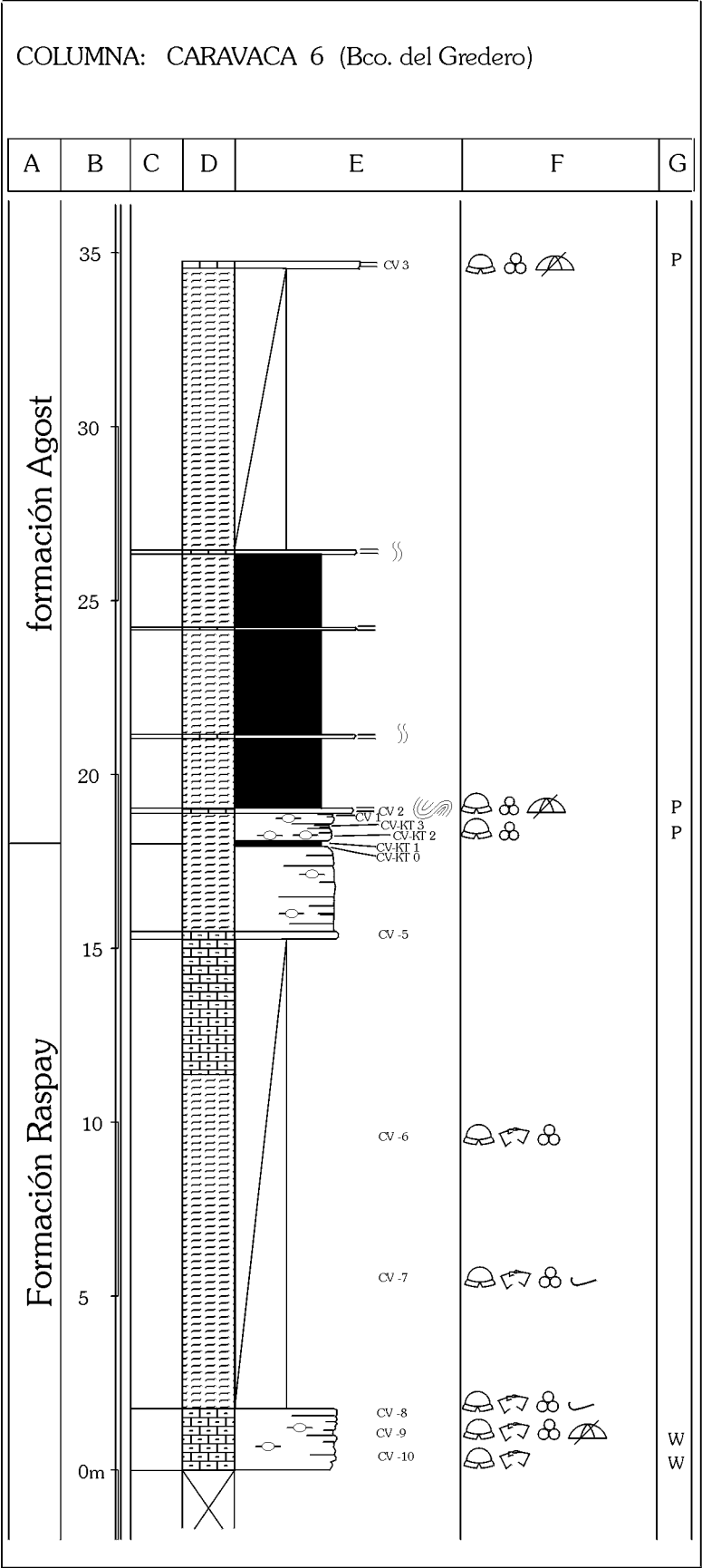


Figura 5.9.2 F. Columna estratigráfica de Caravaca (continúa).

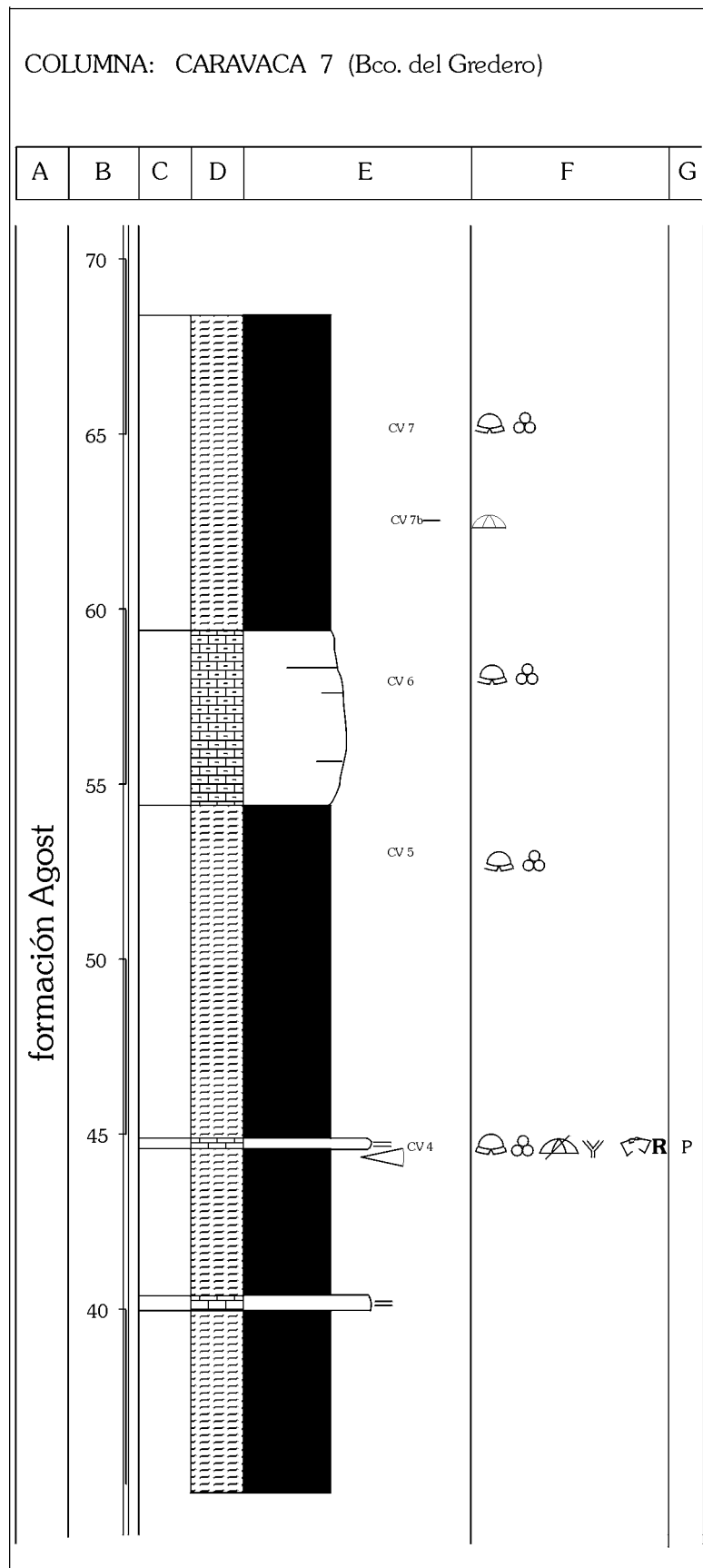


Figura 5.9.2 G. Columna estratigráfica de Caravaca (continúa).

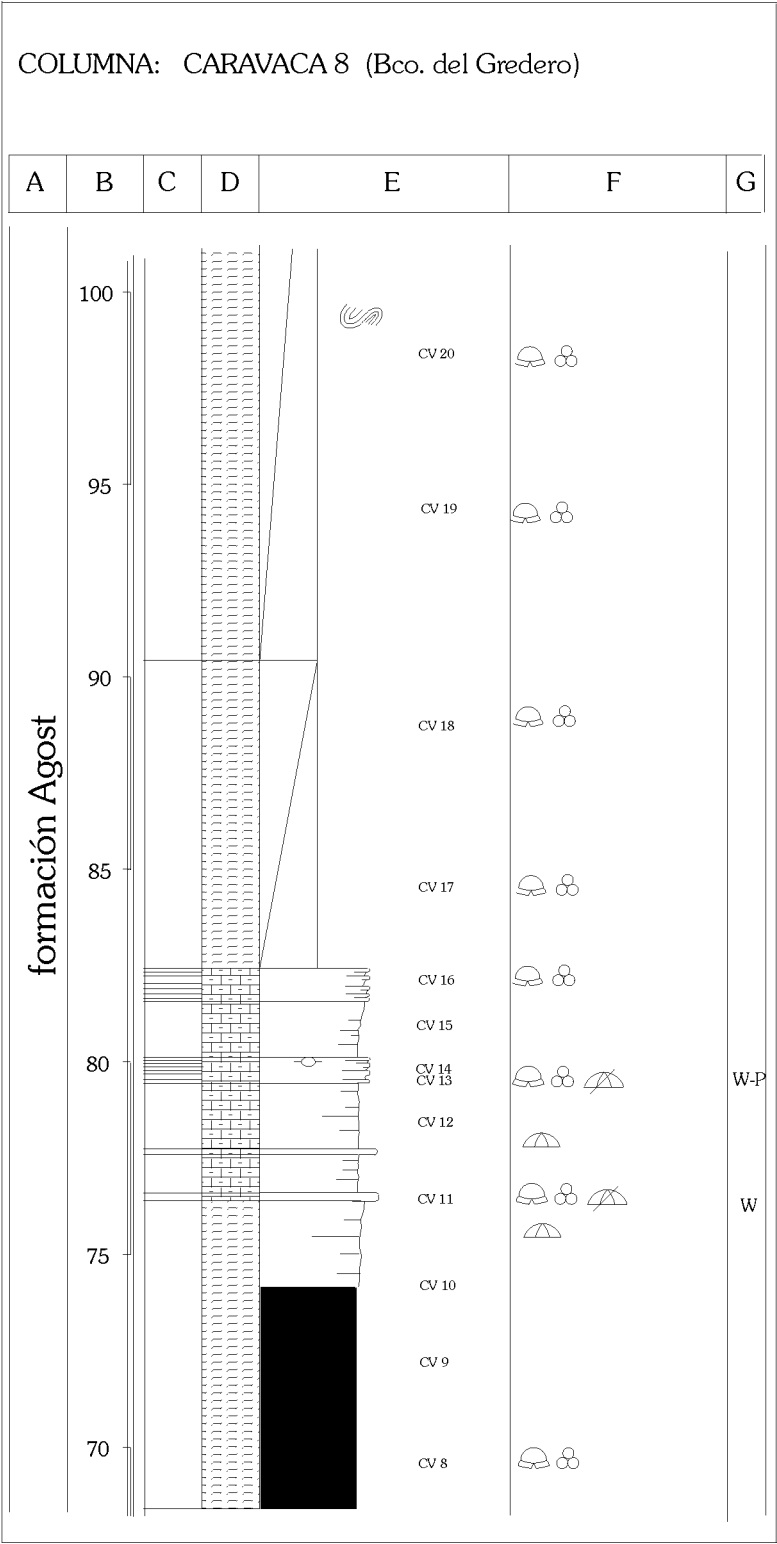


Figura 5.9.2 H. Columna estratigráfica de Caravaca (continúa).

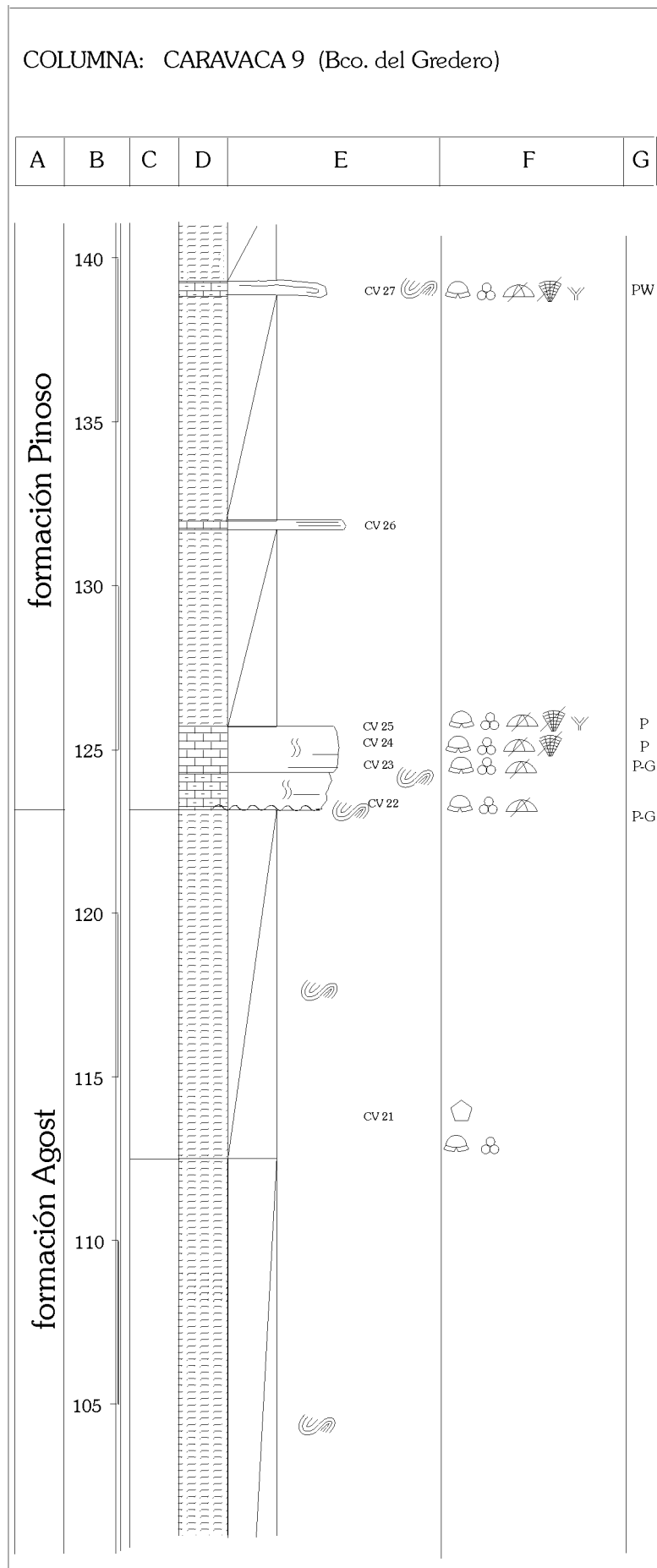


Figura 5.9.2 I. Columna estratigráfica de Caravaca (continúa).

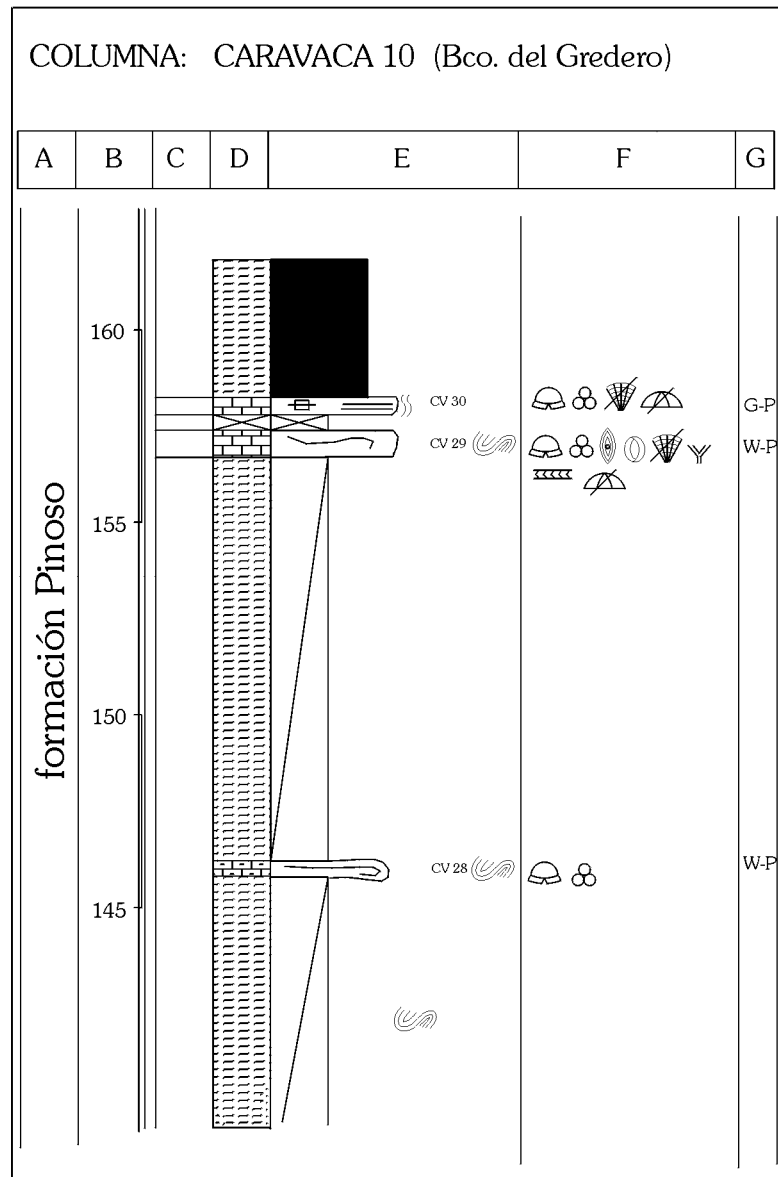


Figura 5.9.2 J. Columna estratigráfica de Caravaca (continuación y final).

calizas calcareníticas arenosas laminadas. Los depósitos de la fm. Pinoso constituyen el techo de la sucesión analizada en Caravaca.

5.9.1. Sedimentología

Formación Aspe

Unidad de carácter bastante rítmico, constituida por alternancias de calizas a calizas margosas y de margocalizas. Hacia techo, la unidad va haciéndose ligeramente más margosa e incluye numerosas intercalaciones de calizas calcareníticas laminadas.

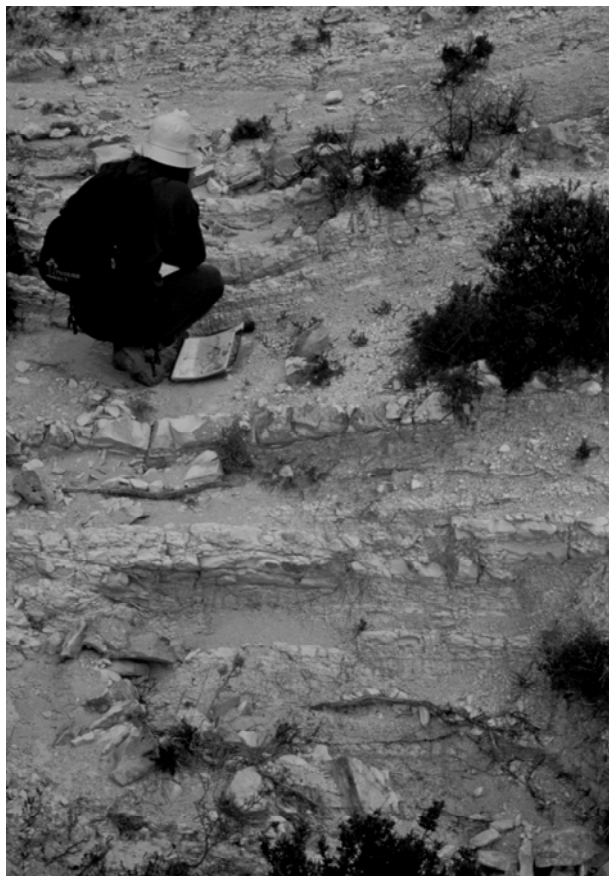


Figura 5.9.2. Aspecto rítmico de la parte inferior de la fm. Aspe.

Se han diferenciado dentro de esta unidad dos asociaciones de facies, una primera asociación constituida por facies de ambientes hemipelágicos carbonáticos a mixtos y una segunda asociación de facies de fondos hemipelágicos afectados por corrientes (contornitas). De estas dos asociaciones de facies, la más abundante es la primera. La segunda asociación queda restringida a la parte superior de la unidad, en la que ambas asociaciones van alternando en la vertical (fig. 5.9.3).

Asociación de facies de ambientes hemipelágicos carbonáticos a mixtos (fig. 5.9.2 y 5.9.4). Constituida por niveles alternantes de calizas a calizas margosas y de margocalizas, entre las que se reconocen algunos niveles de margas. Estos materiales aparecen estratificados en bancos de espesor centimétrico a decimétrico, a veces mal definidos. Esta asociación está formada por tres facies, la facies A.1, de calizas y calizas margosas blancas, la facies A.2, de margocalizas blancas, y la facies A.3, de margas gris-verdosas a rojas.

Las calizas y margocalizas son de composición biomicrítica, con tamaños de grano fino y texturas *wackestone*, que incluyen proporciones variables de terrígenos de grano fino (fig. 5.9.5). La estructura sedimentaria más abundante reconocida en estos materiales corresponde a la bioturbación, de intensidad ligera a moderada, que se ha incluido fundamentalmente en los icnogéneros *Chondrites* y *Zoophycos*. Entre su contenido fósil cabe destacar la presencia de

restos de equínidos y de inocerámidos, así como de numerosos foraminíferos planctónicos (carenados y globosos), de foraminíferos bentónicos de pequeño tamaño y paredes aglutinadas calcáreas e hialinas, característicos de aguas relativamente profundas, ostrácodos y calciesferas.

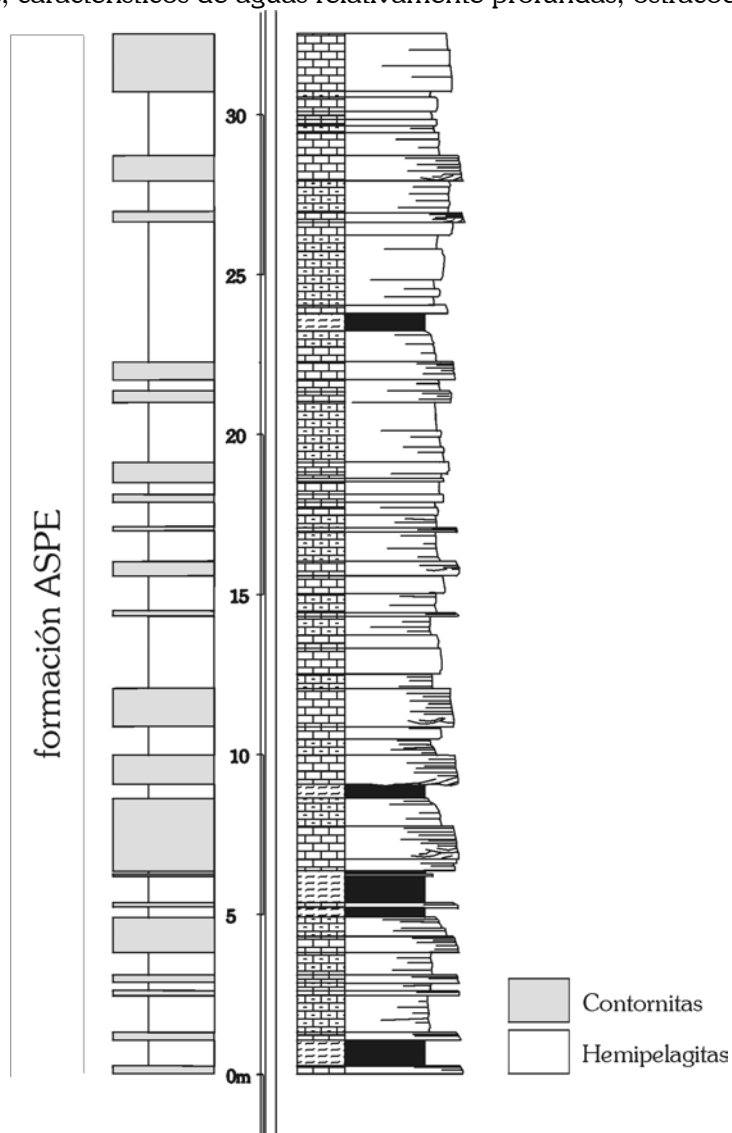


Figura 5.9.3. Parte superior de la fm. Aspe, caracterizada por la alternancia de tramos de carácter contornítico y tramos correspondientes a las hemipelagitas.

A	B	C	D	E	F
fm. Aspe	Medio marino hemipelágico carbonático a mixto	A.1	* * * Calizas y calizas margosas blancas	<1%	 ↑P/B }-}}
		A.2	* * * Margocalizas blancas		 ↑P/B }-}}
		A.3	* Margas gris-verdosas a rojas		 ↑P/B }-}}

Figura 5.9.4. Características de la asociación de ambientes hemipelágicos carbonáticos a mixtos de la fm. Aspe. A) Unidad. B) Medio de sedimentación. C) Siglas asignadas a las facies. D) Denominación de la facies y su abundancia relativa (un asterisco supone una baja abundancia, dos, moderada y tres, alta). E) Contenido en granos de cuarzo y F) Contenido fósil y, en el extremo derecho, el grado de bioturbación. Ver figura 1.4.2.B para leyenda.

La relación P/B es alta, siendo siempre superior al 75%. El grado medio de conservación del contenido fósil se considera bueno, aunque se han observado evidencias de desarticulación y fragmentación entre los macrofósiles.

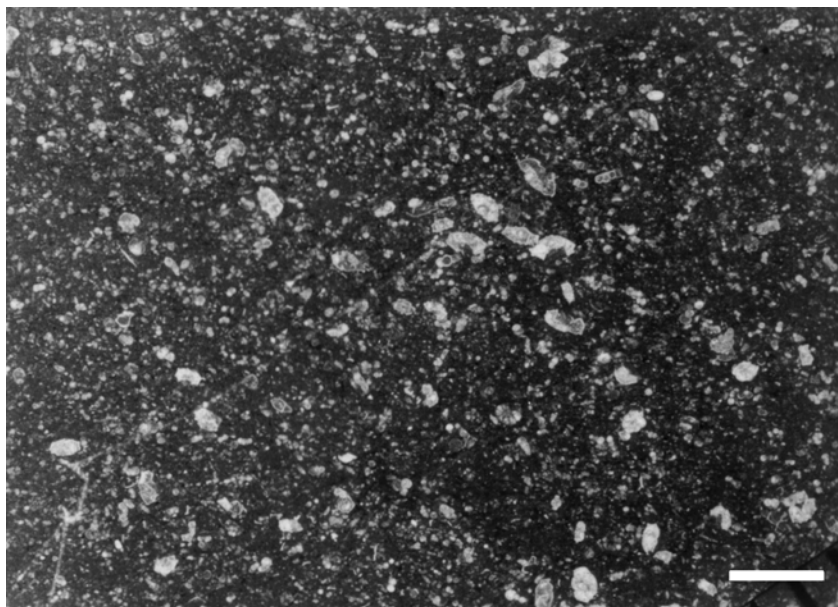


Figura 5.9.5. Ejemplo al microscopio de las hemipelagitas de la primera asociación de facies. Biomicritas *wackestone* de grano muy fino ricas en foraminíferos planctónicos. Escala gráfica: 1 mm.

Asociación de facies de fondos hemipelágicos afectados por corrientes (contornitas) (fig. 5.9.6). Esta asociación está formada por calizas calcareníticas finamente laminadas de color beige a ocre, que aparecen en la parte alta de la unidad como intercalaciones de espesor centimétrico a métrico (5 cm a 1,6 m) entre los materiales de la primera asociación. Estos niveles calcareníticos muestran límites muy netos. Sus bases pueden ser erosivas y muestran a menudo estructuras de tipo *flute cast* de varios milímetros de profundidad y *scour cast* en forma de U, que indicarían procesos erosivos de cierta intensidad. Los techos son también netos, pero no erosivos, y suelen aparecer como una superficie lisa sin ripples. Estos bancos calcareníticos presentan internamente secuencias de estructuras sedimentarias y variaciones en la vertical del tamaño de grano. La tendencia general en cada banco es granodecreciente, aunque se han reconocido internamente intervalos tanto con granoselección positiva como negativa a diversas escalas.

A	B	C	D	E	F
fm. Aspe	Medio marino hemipelágico con influencia de corrientes oceánicas	A.4	Calcarenitas <i>packstone</i> a <i>grainstone</i> de grano medio con laminación cruzada muy tendida	1 % - 5 %	 ↑P/B
		A.5	Calcarenitas <i>packstone</i> a <i>grainstone</i> de grano medio con laminación cruzada sigmoidal		
		A.6	Calcarenitas <i>packstone</i> a <i>grainstone</i> de grano medio-fino con laminación cruzada sinusoidal		
		A.7	Calcarenitas <i>packstone</i> a <i>grainstone</i> de grano fino con laminación paralela		

Figura 5.9.6. Características de las facies contorníticas de la fm. Aspe. Ver fig. 5.9.4 para leyenda.

A grandes rasgos, estos niveles calcareníticos pueden ser divididos en dos intervalos en función de las estructuras reconocidas (Martín-Chivelet, Fregenal y Chacón, en revisión) (fig. 5.9.7):

Así, se reconoce un intervalo inferior, que supone de un tercio a la mitad del banco, caracterizado por mostrar estructuras sedimentarias, fundamentalmente laminación cruzada, producidas por migración de ripples de diferentes tipos en una corriente tractiva (fig. 5.9.7 y 5.9.8). En esta parte inferior se reconocen dos facies, la facies A.4 de depósitos calcareníticos con laminación cruzada muy tendida, y la facies A.5, de depósitos calcareníticos con laminación cruzada sigmoidal. La facies A.4 corresponde a los primeros depósitos sobre la base erosiva del

banco. Sobre éstos depósitos, a su vez, se encuentra un nivel, correspondiente a los depósitos de la facies A.5, en el que predomina la laminación cruzada sigmoidal resultado de la migración de ripples de corriente, principalmente ripples trepadores. Las láminas de los *foresets* son típicamente cóncavas hacia arriba y los revestimientos lutítico-margosos (*mud offshots*) son muy frecuentes. En este intervalo inferior son habituales las superficies de reactivación, que tienden a ser pequeñas y ligeramente erosivas.

En los casos en los que se ha podido analizar la evolución en la vertical, se ha observado que la laminación de ripples trepadores tiende a evolucionar a techo hacia un intervalo de laminación sinusoidal (Jopling y Walker, 1968) que se incluye en la facies A.6. Este intervalo de laminación sinusoidal caracteriza el tránsito hacia la parte superior en que se han dividido los niveles calcareníticos (fig. 5.9.7 y 5.9.8).

La parte superior, generalmente de tamaño de grano más fino que la parte inferior, muestra una fina laminación paralela (facies A.7), definida por variaciones en el tamaño de grano y en el contenido en micrita (fig. 5.9.7 y 5.9.8).

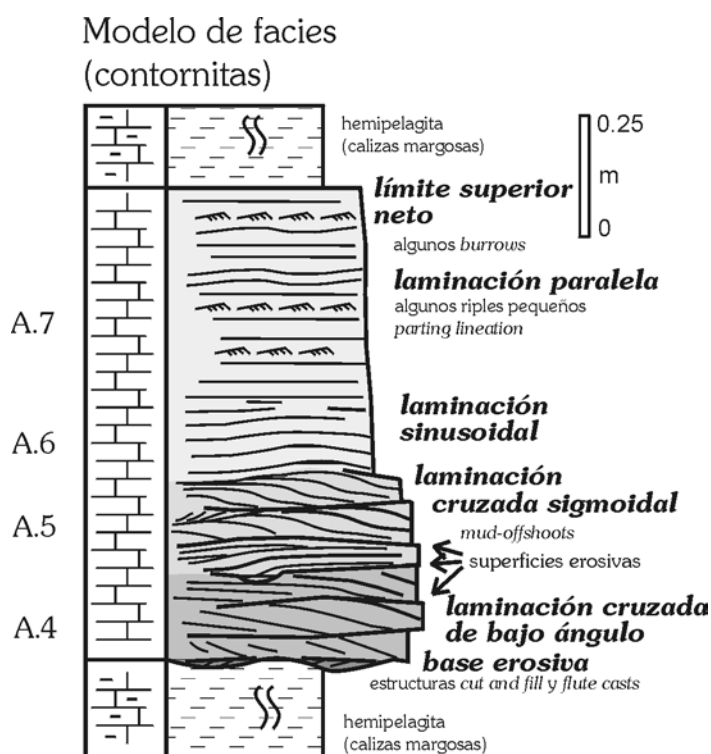


Figura 5.9.7. Modelo de facies para las contornitas de Caravaca.

Las estructuras de origen orgánico son poco frecuentes en esta facies, aunque ocasionalmente se reconocen algunos tubos verticales y, hacia techo de algunos bancos, bioturbación de tipo *Chondrites*.

Son calcarenitas de tamaño de grano muy fino a medio y textura *packstone* a *grainstone*, que incluyen proporciones variables y pequeñas (entre 1 y 5%) de granos de cuarzo de tamaño arena fina a limo. Estas calcarenitas muestran una fina laminación originada por la orientación preferente de sus componentes y por pequeñas variaciones en el tamaño de grano y en el contenido en micrita (fig. 5.9.9).

Entre su contenido fósil destaca la presencia de fragmentos de inocerámidos y de equínidos y, en menor proporción, de otros bivalvos. Entre los abundantes microfósiles, que dominan la asociación fósil, destacan los foraminíferos planctónicos, tanto carenados como globosos, los foraminíferos microbentónicos, de paredes calcáreas y aglutinadas de terrígenos, los ostrácodos y las calciesferas. La relación P/B es alta (superior al 70%). Este contenido fósil muestra abundantes evidencias de desarticulación y de fragmentación, especialmente en los macrofósiles, y algo de abrasión. Se han reconocido también restos micritizados y bioclastos (básicamente los foraminíferos) con rellenos de composición de fosfática.

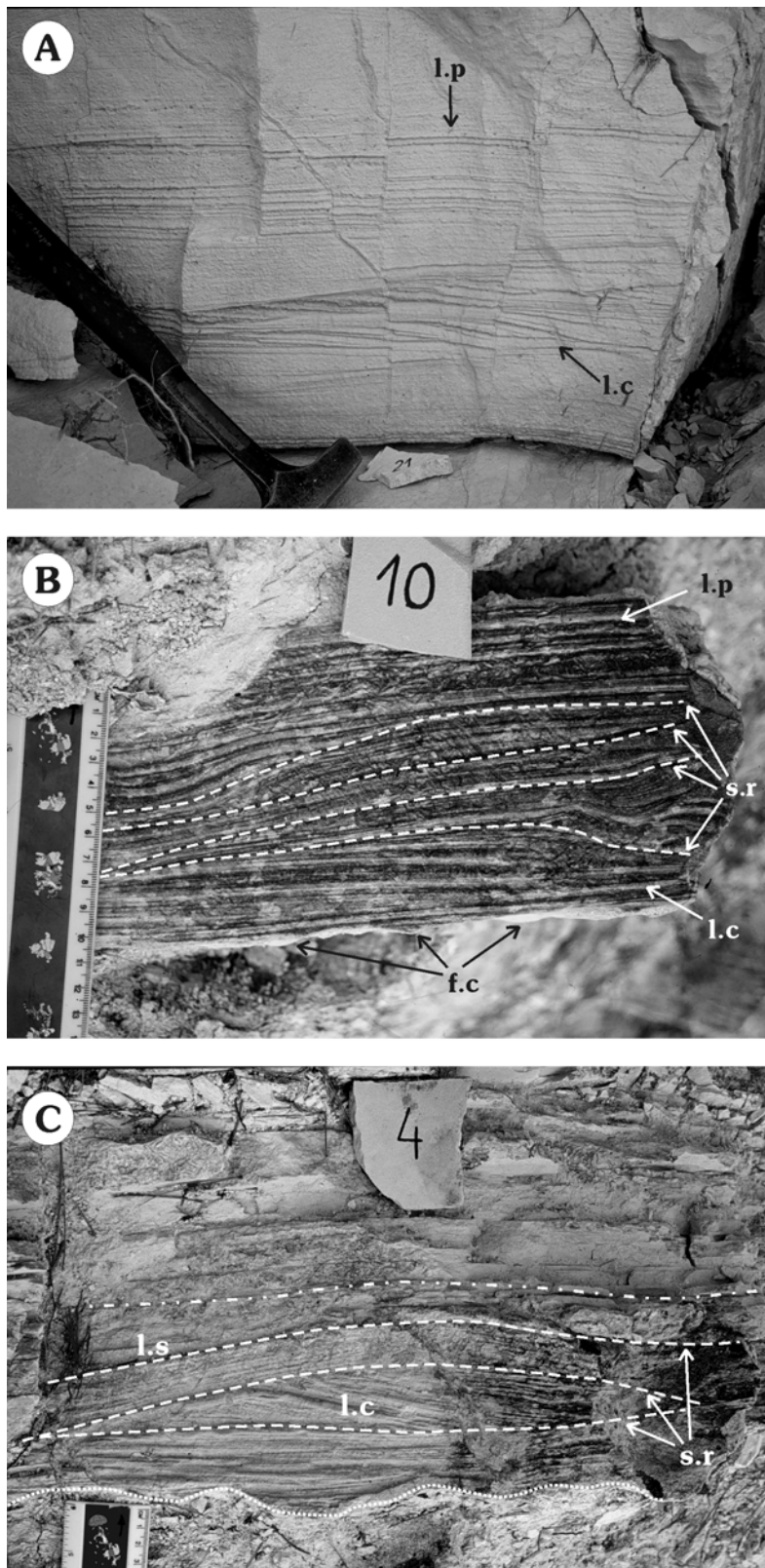


Figura 5.9.8. Aspecto de los depósitos de corrientes de contorno. **A.** Laminación cruzada por migración de ripples (**l.c.**) y laminación paralela (**l.p.**). **B.** Banco con base neta erosiva con *flute casts* (**f.c.**). En el interior del banco se reconoce laminación cruzada de ripples (**l.c.**), laminación paralela (**l.p.**) y numerosas superficies de reactivación (**s.r.**). **C.** Banco con base fuertemente erosiva (señalada con fino punteado) con rellenos *cut & fill*, que muestra laminación cruzada de ripples (**l.c.**), laminación sinusoidal (**l.s.**) y superficies de reactivación (**s.r.**).



Figura 5.9.9. Ejemplo al microscopio de las contornitas. Calcarenitas de grano fino con laminación cruzada de ripples, *mud-offshots* y superficies de reactivación (señaladas con línea discontinua). Escala gráfica: 1 mm.

Interpretación ambiental

De las dos asociaciones de facies diferenciadas para esta unidad, la primera asociación de ambientes hemipelágicos carbonáticos a mixtos muestra un contenido fósil que incluye restos de organismos estenotópicos (como p.ej. equínidos) que indican condiciones de salinidad y oxigenación normales para estos depósitos. Por otra parte, los finos bandeados más y menos micríticos reconocidos corresponderían a bioturbación de tipo *Zoophycos*, en la que dichos bandeados serían el resultado de la actividad del organismo productor que dejaba bandas alternantes de sedimento retrabajado y sin retrabajar. Tanto *Zoophycos* como *Chondrites* son dos estructuras biogénicas que suelen asociarse a fondos poco oxigenados, pero la mera presencia de estas estructuras no implica que la interfase sedimento-agua estuviese necesariamente empobrecida en oxígeno (Bromley y Ekdale, 1984; Savdra, 1992). De hecho, para esta asociación de facies, con materiales de tonos bastante claros, con organismos estenotópicos y asociaciones de foraminíferos bentónicos poblando estos fondos, parecen indicar una buena oxigenación del medio. La ausencia de organismos fotosintéticos apuntaría a que su depósito tuvo lugar por debajo de la zona fótica. Respecto a la paleobatimetría de estos materiales, la asociación de foraminíferos microbentónicos, aunque bastante pobre, indica profundidades marinas batiales, comprendidas entre los 200 y los 600 m, de acuerdo con van Morkhoven *et al.* (1986) y Schnack (2000). Cuando estos materiales no están bioturbados, su contenido fósil muestra una distribución aleatoria y sin evidencias de retrabajamiento o de selección, lo que sugiere que estos depósitos estaban poco afectados por las corrientes.

La principal diferencia observada dentro de esta primera asociación de facies consiste en los cambios observados en la proporción de terrígenos de grano muy fino a limo, cambios que podrían estar relacionados con variaciones en el nivel relativo del mar.

En conjunto, esta primera asociación de facies correspondería a depósitos formados en un medio marino hemipelágico carbonático a mixto, bajo condiciones marinas normales, por

debajo de la zona fótica y a profundidades marinas batiales, en el que predominaba la lluvia de material pelágico y que recibía variables, aunque siempre bajos, aportes de terrígenos de grano muy fino transportados en suspensión por el viento o por corrientes desde el continente.

Las estructuras descritas para la segunda asociación de facies han sido interpretadas como características diagnósticas de depósitos originados por la acción de corrientes de contorno (p.ej. Stow y Faugères, 1993; Stow *et al.* 1998; Shanmugam, 2000). Así, esta segunda asociación de facies de calcarenitas laminadas, con estructuras tractivas, evidencias de erosión, superficies de reactivación y un contenido fósil desarticulado, fragmentado y algo abrasionado, correspondería a depósitos de carácter contornítico, depósitos producidos por corrientes tractivas multiepisódicas y de larga duración que iban disminuyendo su velocidad e intensidad en el tiempo y en el espacio a medida que iba aumentando su relación carga en suspensión / carga de fondo (Martín-Chivelet, Fregenal y Chacón, en revisión).

Depósitos de características comparables a los descritos han sido reconocidos en otros puntos del área de estudio (ver p. ej. sección de la Sierra de Aixorta y sección de Aguas de Busot), así como en otros sectores de la Cordillera Bética. Un buen ejemplo de esto último son los depósitos de edad Jurásico terminal de la Fm. Toril en el sector de Jabalcuz – San Cristóbal (Ruiz-Ortiz, 1980; Ruiz-Ortiz *et al.* 2001) que han sido descritos como turbiditas con posibles retoques de corrientes de fondo (Ruiz-Ortiz, 1980, Ruiz-Ortiz *et al.* 2001; Ruiz-Ortiz comunicación personal).

El inicio de la actividad de estas corrientes queda marcado por erosión en la base de los bancos. Posteriormente, la velocidad de estas corrientes disminuye y da comienzo la sedimentación, que puede registrar incrementos iniciales en la intensidad de estas corrientes, marcados por la granoselección negativa y por la presencia de los máximos tamaños de grano reconocidos en estos depósitos.

La presencia en estos niveles de ripples trepadores, así como de numerosos *mud- offshots*, apuntaría a que estas corrientes tractivas transportaban una importante cantidad de sedimento en suspensión. La tendencia reconocida en la vertical desde la laminación cruzada de ripples a la laminación sinusoidal lleva a pensar que esta cantidad de sedimento en suspensión fue en aumento, la velocidad de la corriente fue disminuyendo, y que la tasa neta de agradación era alta y tendía a sobrepasar la tasa de migración de los ripples.

La laminación paralela que caracteriza la parte superior en que dividíamos los bancos calcareníticos (facies A.7), serían el resultado de procesos de agradación y sedimentación a partir de corrientes que transportaban fundamentalmente carga en suspensión.

Las numerosas superficies de reactivación identificadas en estos bancos de naturaleza contornítica, corresponderían a superficies erosivas que llevaban consigo la truncación de las anteriores estructuras. Sin embargo, en la mayoría de las ocasiones, estas pequeñas discontinuidades internas son el resultado, más que de procesos erosivos, de variaciones en la dirección de migración de los trenes de ripples.

Las variaciones observadas en las estructuras y la abundancia de superficies de reactivación estarían indicando que la intensidad de las corrientes era variable y que funcionaban intermitentemente.

Formación Raspay

Unidad formada fundamentalmente por margas y margocalizas de color gris a verde, entre las que se reconocen niveles algo más carbonáticos de calizas margosas de tonos claros y finas intercalaciones de calizas calcareníticas laminadas de color ocre. Hacia techo, la unidad aumenta ligeramente su contenido en carbonato, pasando a estar constituida por calizas margosas y margocalizas de color beige a gris de aspecto nodular, y las intercalaciones calcareníticas van disminuyendo su espesor y su abundancia.

Dentro de esta unidad se han diferenciado tres asociaciones de facies. Una primera asociación de facies de ambientes hemipelágicos mixtos, una segunda asociación constituida por depósitos relacionados con corrientes de contorno y una tercera de facies de ambientes hemipelágicos con aportes turbidíticos.

Asociación de facies de ambientes hemipelágicos mixtos (fig. 5.9.10). Asociación formada fundamentalmente por margas y margocalizas de color gris a verde (facies B.1), entre las que se intercalan finos niveles de calizas margosas de tonos más claros (facies B.2). Estos depósitos están afectados por una bioturbación ligera a moderada, en la que se pueden diferenciar dos tipos de estructura principales: una constituida por finos tubos que se van ramificando, rellenos de material más margoso y más oscuro, que se incluyen en *Chondrites*, y otra estructura constituida por láminas de material retrabajado, que pertenecen a *Zoophycos*. Los niveles más carbonáticos correspondientes a la facies B.2 muestran una composición biomicrítica de grano fino, con texturas *wackestone* a *packstone* y con porcentajes variables de terrígenos de grano fino a muy fino. Ambas facies incluyen una rica asociación fósil, entre la que destaca la presencia de restos de equínidos y de inocerámidos, así como de abundantes foraminíferos planctónicos, ricas asociaciones de foraminíferos microbentónicos de pared calcárea y aglutinada calcárea y de terrígenos, característicos de aguas profundas, y ostrácodos. La relación planctónicos / bentónicos (P/B) es alta (superior al 80%). El grado de conservación general de su contenido fósil es bueno, aunque los inocerámidos y los equínidos están fragmentados y los ostrácodos suelen estar desarticulados.

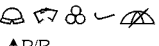
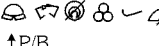
A	B	C	D	E	F
Fm. Raspay	Medio marino hemipelágico mixto	B.1	* * * Margas a margocalizas gris-verdosas		 ↑P/B } - }
		B.2	* * Biomicritas <i>wackestone</i> a <i>packstone</i> ↓⊙⊙	<1%	 ↑P/B } - }

Figura 5.9.10. Características de la asociación de facies de ambientes hemipelágicos mixtos de la Fm. Raspay. Ver fig. 5.9.4 para leyenda.

Asociación de facies de fondos hemipelágicos afectados por corrientes (contornitas) (fig. 5.9.11). Se han reconocido, al igual que en los depósitos contorníticos de la fm. Ape, cuatro facies, B.3 a B.6, que muestran características análogas a las descritas para las contornitas de la unidad infrayacente, aunque están muy poco desarrolladas y quedan limitadas a la parte inferior basal de la unidad.

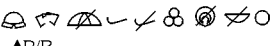
A	B	C	D	E	F
Fm. Raspay	Medio marino hemipelágico con influencia de corrientes oceánicas	B.3	Calcarenitas <i>packstone</i> a <i>grainstone</i> de grano medio con laminación cruzada muy tendida	1 % - 5 % ↑P/B	 }
		B.4	Calcarenitas <i>packstone</i> a <i>grainstone</i> de grano medio con laminación cruzada sigmoidal		
		B.5	Calcarenitas <i>packstone</i> a <i>grainstone</i> de grano medio-fino con laminación cruzada sinusoidal		
		B.6	Calcarenitas <i>packstone</i> a <i>grainstone</i> de grano fino con laminación paralela		

Figura 5.9.11. Características de las facies contorníticas de la Fm. Raspay. Ver fig. 5.9.4 para leyenda.

Asociación de facies de ambientes hemipelágicos con aportes turbidíticos (fig. 5.9.12). Está constituida por una sola facies, facies B.7, de calizas calcareníticas que aparecen como intercalaciones de espesor centimétrico, bastante continuas y competentes, en la parte media de la unidad. Estos niveles muestran bases y techos muy netos, suelen presentar granoselección positiva, aspecto bastante masivo y una laminación paralela poco desarrollada. Se trata de calcarenitas litoclásticas y bioclásticas, de grano grueso a medio, con texturas *packstone* a *grainstone* y un contenido en granos de cuarzo de tamaño arena fina comprendido entre el 5 y el 10%, que se concentra básicamente en las paredes de los foraminíferos bentónicos aglutinados de terrígenos. Su contenido fósil, con restos de equínidos, inocerámidos y otros bivalvos, algas rojas, briozoos y microfósiles, se caracteriza por presentar una mezcla de restos fósiles de diferentes ambientes, entre los que destacan por su abundancia los de ambientes someros (p. ej.

foraminíferos macrobentónicos, de gran tamaño y con paredes calcáreas hialinas y aglutinadas calcáreas y de terrígenos). La relación entre los foraminíferos planctónicos y los bentónicos es bastante baja, entorno a un 35%. La conservación de estos restos varía bastante de unos grupos a otros, de modo que los bivalvos están usualmente desarticulados y fragmentados, los equínidos fragmentados y las algas rojas están desarticuladas, fragmentadas y, además, frecuentemente micritizadas.

Entre los abundantes litoclastos se reconocen numerosos litoclastos sub-redondeados biomicríticos. En estas calcarenitas es frecuente encontrar cantitos de glauconita sin oxidar y también de composición fosfática.















A	B	C	D	E	F
Fm. Raspay	Medio hemipelágico con aportes turbidíticos	B.7	Calizas lito-bioclásticas <i>packstone</i> a <i>grainstone</i>  	5 - 10%	           

Figura 5.9.12. Características de las facies turbidíticas de la Fm. Raspay. Ver fig. 5.9.4 para leyenda.

Estos depósitos son equivalentes a la facies A.8 diferenciada en la parte inferior del nivel turbidítico tipo descrito en la sección de Aixorta (ver apartado 5.3.1 y fig. 5.3.8). Respecto a este nivel de referencia, los depósitos correspondientes a esta facies, caracterizados por presentar un aspecto masivo a tenuemente laminado, están aquí muy reducidos y el contenido fósil se caracteriza por presentar un mayor contenido en restos procedentes de ambientes someros, con numerosos foraminíferos macrobentónicos.

Interpretación ambiental

El ambiente de depósito correspondiente a la primera asociación de facies, sería equivalente al descrito para la asociación de facies hemipelágicas de la unidad infrayacente, pero que, a diferencia de éste, recibía mayores aportes de sedimentos de grano muy fino. Respecto a la paleobatimetría de estos depósitos, la rica asociación de foraminíferos microbentónicos incluida en esta primera asociación de facies, que compone casi en su totalidad esta unidad, ha permitido obtener una información bastante precisa a cerca de la paleobatimetría de la unidad y de su evolución en la vertical. Así, en los niveles más próximos a la base, los foraminíferos bentónicos apuntan hacia batimetrías batiales superiores a los 200 m, equivalentes o ligeramente superiores a las reconocidas para la unidad infrayacente. Para la parte inferior-media de la unidad las asociaciones de foraminíferos bentónicos indican mayores batimetrías (superiores a los 500 – 600 m) de acuerdo con van Morkhoven *et al.* (1986), mientras que para la parte alta de la unidad se obtienen paleobatimetrías dentro del rango batial superior, esto es, entre los 200 y los 500 m a lo sumo (de acuerdo con van Morkhoven *et al.* 1986). El aspecto ligeramente nodular que muestran en la parte más alta de la unidad estos depósitos podrían estar reflejando una disminución en la velocidad de sedimentación hacia techo.

La segunda asociación de facies está limitada a finas intercalaciones en la parte inferior-basal de la unidad entre los depósitos de la asociación de facies anterior, intercalaciones cada vez más finas y menos importantes hacia techo. Estos depósitos calcareníticos corresponderían a niveles de contornitas análogas a las descritas para la unidad infrayacente, pero cada vez más finos hacia techo y con menor desarrollo.

Finalmente, la tercera asociación de facies, que se restringe a la parte media de la unidad, con calcarenitas lito-bioclásticas que pueden alcanzar un tamaño de grano bastante grueso, con granoselección positiva y con una laminación paralela poco desarrollada, cargadas en terrígenos de tamaño arena y con un contenido fósil desarticulado y fragmentado que muestra mezcla de faunas de diferentes ambientes, corresponderían a depósitos de carácter turbidítico que irrumpían en estos medios marinos tranquilos.

Formación Agost

Unidad constituida por margas y margocalizas de color gris-verde a rojizo, con tramos algo más ricos en carbonato, especialmente en la parte media de la unidad, formados por calizas

margosas beige a salmón y con finas intercalaciones de calizas laminadas ocres en la parte inferior de la unidad. La parte superior de la unidad está afectada por numerosas estructuras de deformación de tipo *slump*.

Para el conjunto de esta unidad se ha reconocido una asociación de facies de ambientes marinos hemipelágicos mixtos (fig. 5.9.13).

A	B	C	D	E	F
fm. Agost	Medio marino hemipelágico mixto	C.1	* * * Margas a margocalizas gris- verdes a rojizas		☉ ☉ ☐ ↑ P/B
		C.2	* * Biomicritas <i>wackestone</i> (P _B)	< 1%	☉ ☉ ☐ ☐ ↑ P/B
		C.3	* * Calcarenitas <i>packstone</i> laminadas (P _B) (P _H)	1% - 3%	☉ ☉ ☐ ☐ ☐ ↑ P/B

Figura 5.9.13. Características de las facies reconocidas en la fm. Agost. Ver fig. 5.9.4 para leyenda.

Asociación de facies de ambientes hemipelágicos mixtos. Está constituida por tres facies (C.1 a C.3). La facies C.1 es la dominante y está formada por margas y margocalizas de tonos gris-verdosos a rojizos que incluyen abundantes foraminíferos planctónicos, foraminíferos microbentónicos y algunos ostrácodos. Intercaladas entre los depósitos de esta facies, principalmente en la parte media de la unidad, aparecen niveles de espesor decimétrico a métrico más carbonáticos de calizas margosas beige-salmón a gris-verdoso de aspecto algo nodular, correspondientes a la facies C.2. Estos niveles más carbonáticos están constituidos por biomicritas de grano fino a muy fino y textura *wackestone*, que incluyen proporciones inferiores al 1% de granos de cuarzo sub-redondeados de tamaño arena fina (fig. 5.9.14). Entre su contenido fósil destaca la presencia de restos de equínidos, junto con abundantes foraminíferos planctónicos, numerosos foraminíferos microbentónicos de paredes calcáreas y aglutinadas (característicos de aguas relativamente profundas) y ostrácodos. La relación entre los foraminíferos planctónicos y los bentónicos (P/B) es alta (superior al 80%), al igual que en la facies C.1. El grado de conservación es bueno, a pesar de que los equínidos están siempre fragmentados.

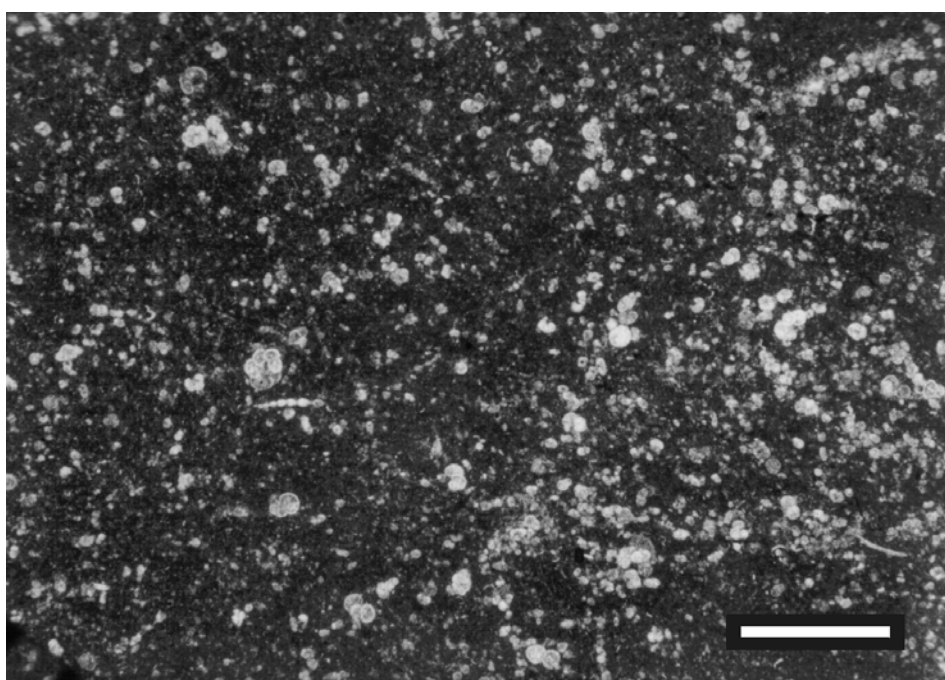


Figura 5.9.14. Ejemplo de las biomicritas *wackestone* de tamaño de grano muy fino de la facies C.2. Escala gráfica: 1 mm.

La facies C.3 está constituida por calizas calcareníticas de color ocre a beige, intercaladas en la parte inferior de la unidad en niveles de espesor centimétrico a decimétrico de gran continuidad lateral entre las margas y margocalizas de la facies C.1. Estos niveles de calizas calcareníticas muestran límites bastante netos, con bases que suelen presentar abundantes estructuras de tipo *flute cast* que indicarían procesos erosivos, y una fina laminación paralela. A menudo estos niveles están afectados por *slumps*. Son calcarenitas bioclásticas de tamaño de grano fino con texturas *packstone*, que engloban porcentajes variables, pero pequeños (entre un 1 y un 3%), de granos de cuarzo de tamaño arena fina a media. Todos sus componentes muestran una clara orientación preferente, en finas láminas más ricas en bioclastos, donde se acumulan principalmente los terrígenos, y láminas más micríticas. Su contenido fósil incluye restos de equínidos y briozoos, junto con abundantes foraminíferos planctónicos, foraminíferos microbentónicos y ostrácodos. La relación P/B es alta, superior al 75%. En cuanto al grado de conservación de este contenido fósil, se considera bueno a medio, con abundantes evidencias de fragmentación en los equínidos y en los briozoos. Estas calcarenitas incluyen abundantes partículas de glauconita y de composición fosfática, así como pequeños litoclastos micríticos y abundantes óxidos. Todas estas partículas y litoclastos tienden a acumularse en las finas láminas más bioclásticas reconocidas en la facies (fig. 5.9.15).

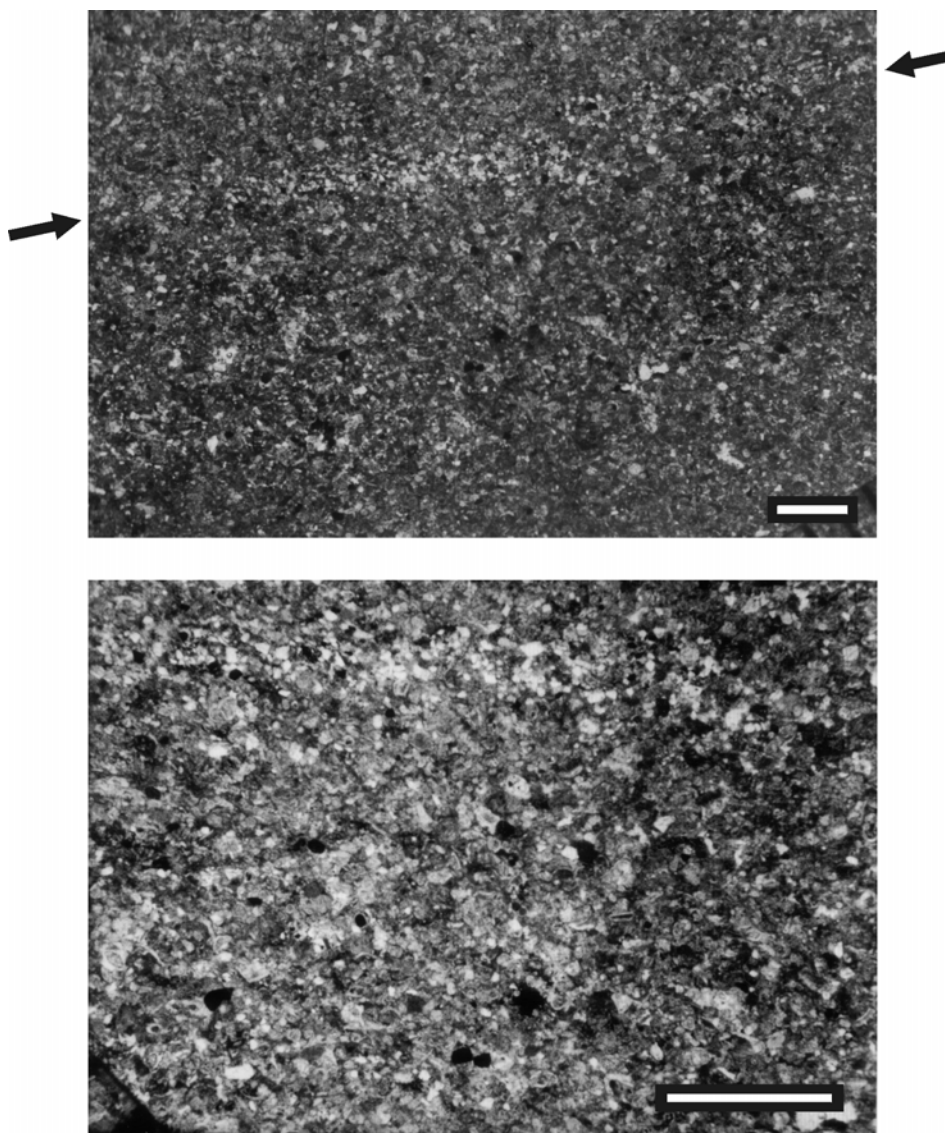


Figura 5.9.15. Calcarenitas *packstone* laminadas de la facies C.3. Arriba, señalado con flechas negras, finas láminas más bioclásticas donde se acumulan los terrígenos. Abajo, detalle de las calcarenitas en el que se aprecian los abundantes foraminíferos que dominan la asociación fósil y abundantes partículas oxidadas. Escala gráfica: 1 mm.

Interpretación ambiental

Las facies C.1 y C.2, con una asociación fósil rica en foraminíferos bentónicos y con organismos estenotópicos, que precisaban unas condiciones marinas normales de salinidad y oxigenación, apuntarían a fondos marinos bien oxigenados y con salinidad normal. Por otro lado, la ausencia de organismos con altas exigencias de luz solar en estas facies, indicaría que se trataba de un medio situado por debajo de la zona eufótica. Esta unidad está dominada por los depósitos de carácter margoso, muy ricos en arcillas. Toda esta cantidad de sedimentos de grano muy fino en suspensión en la columna de agua supondría una alta turbidez, reduciendo, de este modo, la profundidad de penetración de los rayos solares. Mediante las asociaciones de foraminíferos microbentónicos incluidos en las margas de facies C.1 se ha obtenido una aproximación a la paleobatimetría de estos depósitos. Así, estas asociaciones de foraminíferos microbentónicos reflejan paleopropiedades batiales superiores a los 500 – 600 m, de acuerdo con Berggren y Aubert (1983) y van Morkhoven *et al.* (1986), lo que supondría un aumento en la batimetría respecto a los depósitos del Maastrichtiense terminal.

De este modo, el ambiente de depósito de esta unidad correspondería a un medio marino abierto hemipelágico mixto, por debajo de la zona eufótica y a profundidad marina batial superior a media. Las diferencias reconocidas en el contenido en terrígenos entre las facies C.1 y C.2 serían el resultado de una mayor o menor entrada de estos sedimentos de grano fino. Este cambio en el flujo de sedimentos podría estar relacionado con variaciones climáticas y/o variaciones en el nivel relativo del mar. Los *slumps* que afectan los últimos metros de la unidad reflejarían un aumento en la inestabilidad del medio hacia techo.

La facies C.3, con calcarenitas con laminación paralela, que incluyen terrígenos de grano algo más grueso y un contenido fósil bastante fragmentado, que se muestran en bancos con bases frecuentemente erosivas, representarían depósitos de origen posiblemente turbidítico que llegaban a estos medios marinos abiertos, aunque no se podría descartar que estas calcarenitas correspondiesen a depósitos producidos por la acción de corrientes de fondo.

Formación Pinoso

Unidad de carácter fundamentalmente margoso, constituida por margas de color gris – verde, entre las que se reconocen intercalaciones más carbonáticas de calcarenitas arenosas laminadas ocre a beige y de calizas margosas beige. Toda la unidad muestra, al igual que la parte alta de la unidad infrayacente, numerosas evidencias de deformación sinsedimentaria de tipo *slump*.

Se han reconocido tres facies para esta unidad, una para los depósitos margosos y dos para los niveles más carbonáticos (fig. 5.9.16). Estas tres facies se agrupan en una asociación de facies de plataforma externa mixta.

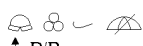


A	B	C	D	E	F
formación Pinoso	Plataforma externa mixta	D.1	* * * Margas a margocalizas gris-verdosas		 ↑ P/B
		D.2	* Biomicritas <i>wackestone</i> ↓ (g) ↓ (Ph)	<1%	 ↑ P/B
		D.3	* * Calizas limosoarenosas (g) (Ph)	5% - 15%	 ≈ P/B

Figura 5.9.16. Características de las facies observadas en la fm. Pinoso en Caravaca. A) Unidad. B) Medio sedimentario. C) Siglas de la facies. D) Denominación de la facies y abundancia relativa (en función al número de asteriscos, de modo que un asterisco supone una abundancia baja, dos, moderada y tres, alta) y contenido en glauconita y fosfatos. E) Contenido en granos de cuarzo y F) Contenido fósil y grado de bioturbación (ligera, moderada o intensa).

Asociación de facies de plataforma externa mixta con aportes turbidíticos.

La facies D.1 es la más abundante para el intervalo estudiado de esta unidad. Está formada por margas a margocalizas gris-verdosas, con contenidos variables, pero siempre relativamente bajos, en carbonato. Están afectadas por una bioturbación ligera a moderada, constituida por tubos (*burrows*) gruesos calcificados, con distintas orientaciones y por numerosos *slumps*. Dentro de su contenido fósil destaca la presencia de equínidos y de abundantes microfósiles, entre los que se han reconocido numerosos foraminíferos planctónicos, foraminíferos microbentónicos y algunos ostrácodos. La relación planctónicos/bentónicos es alta (superior al 80%). El estado de conservación de los restos fósiles es bueno, aunque los equínidos aparecen siempre fragmentados.

La facies D.2 está constituida por calizas margosas de color beige, intercaladas en niveles de espesor centimétrico a decimétrico entre las margas y margocalizas de la facies D.1. Al igual que la facies D.1, los materiales de la facies D.2 están afectados frecuentemente por estructuras de deformación sinsedimentaria de *slumps*. Muestran una bioturbación ligera a moderada de diferentes tipos, aunque predomina la estructura *Zoophycos*. Se trata de biomicritas de tamaño de grano fino, con textura *wackestone*, que incluyen bajas proporciones (menos del 1%) de granos de cuarzo de tamaño arena fina. Su contenido fósil incluye algunos restos de equínido y abundantes foraminíferos planctónicos y foraminíferos microbentónicos de paredes calcáreas hialinas. La relación entre los foraminíferos planctónicos y bentónicos (P/B) es alta (superior al 75-80%). Salvo los equínidos que están fragmentados, el resto del contenido fósil está bien conservado. Incluidos en esta facies se han observado ocasionalmente cantitos de glauconita y de composición fosfática.

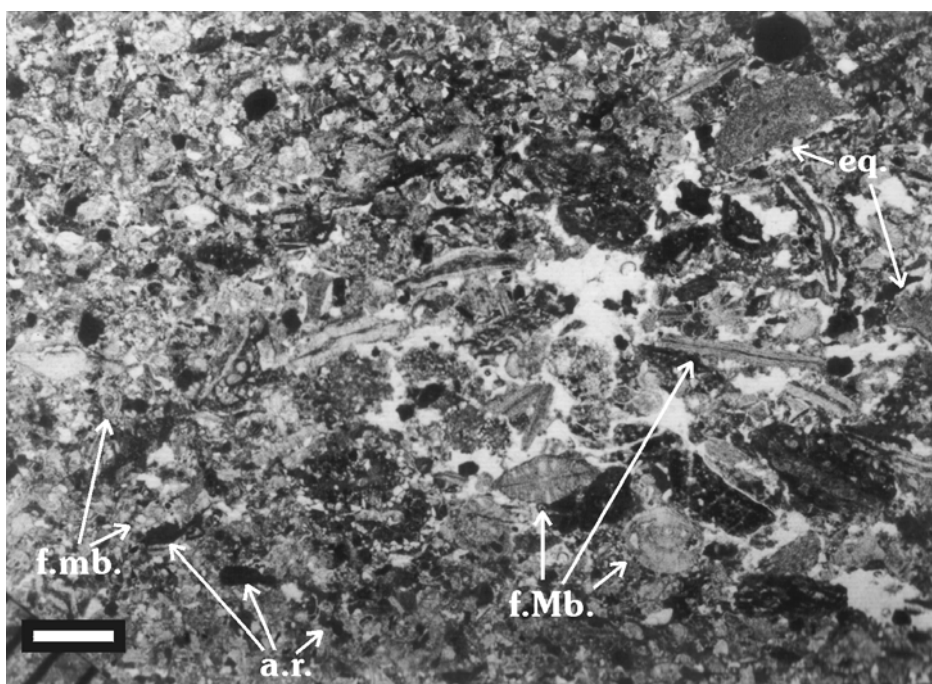


Figura 5.9.17. Ejemplo de la D.3. al microscopio. Calcarenitas *packstone* a *grainstone* con abundantes foraminíferos macrobentónicos (**f.Mb**) de aguas someras, foraminíferos microbentónicos (**f.mb**) de aguas más profundas, restos de algas rojas (**a.r.**) y de equínidos (**eq.**). Escala gráfica: 1 mm.

La facies D.3 está formada por calizas limosoarenosas de color beige a ocre. Forman los primeros metros de la unidad en gruesos bancos decimétricos, mientras que en el resto aparecen intercaladas en pequeños bancos de espesor centimétrico a decimétrico entre los materiales de la facies D.1. Estos bancos muestran límites bastante netos, granoselección positiva y una laminación paralela interna poco marcada. Muestran una bioturbación moderada a intensa de *burrows* de diferente diámetro y orientación y estructuras de tipo *Zoophycos*. Son calcarenitas arenosas *packstone* a *grainstone* de tamaño de grano medio a grueso (fig. 5.9.17), que incluyen

porcentajes variables y relativamente altos (entre el 5 y el 15%) de granos de cuarzo angulosos a sub-angulosos de tamaño arena fina. Allí donde la bioturbación lo permite, se reconoce en estas calcarenitas una tenue laminación paralela originada por la orientación preferente de sus componentes. Su contenido fósil se caracteriza por una importante mezcla de faunas, no sólo de formas someras / profundas, sino también de formas reelaboradas / no reelaboradas. Así, la facies incluye restos de equínidos, algas rojas, briozoos, *Distichoplax biserialis (incertae sedis)* y abundantes microfósiles, entre los que destacan foraminíferos microbentónicos de pared calcárea y aglutinada, foraminíferos macrobentónicos (miliólidos, nummulítidos) y algunos foraminíferos planctónicos. El grado de conservación es medio, ya que se han reconocido numerosas evidencias de fragmentación y abrasión. Los equínidos y los briozoos suelen aparecer fragmentados y las algas rojas fragmentadas y a menudo micritizadas. La facies incluye abundantes cantos de pequeño tamaño de glauconita y de naturaleza fosfática.

Los depósitos de esta facies D.3 muestran características muy similares a la facies A.8 diferenciada en la parte inferior de los depósitos turbidíticos tomados como referencia de la sección de Aixorta (ver apartado 5.3.1 y fig. 5.3.8), pero con un tamaño de grano algo inferior, sin litoclastos y con una mezcla más marcada de restos fósiles de diferentes ambientes.

Interpretación ambiental

Esta unidad se depositó en una plataforma externa mixta, muy parecida a la descrita para la fm. Pinoso en los afloramientos de la Sierra del Carche y de Aspe, aunque, respecto a éstos, este medio recibía proporcionalmente menos aportes de naturaleza turbidítica. Los materiales de las facies D.1 y D.2 corresponderían a los depósitos autóctonos de este medio, que recibía cantidades variables de terrígenos de grano muy fino. A este medio marino abierto llegaban esporádicamente aportes más importantes desde áreas más someras y próximas al continente, cargados en terrígenos de grano más grueso y con una importante mezcla de faunas de diferentes ambientes e, incluso, con restos reelaborados, correspondientes a las calcarenitas laminadas de la facies D.3, que se han interpretado como depósitos de naturaleza turbidítica.

El depósito de esta unidad tuvo lugar en un contexto bastante inestable, como queda reflejado por la importante deformación sinsedimentaria que afecta a toda la unidad.

5.9.2. Biocronoestratigrafía

El análisis bioestratigráfico de los materiales de esta sección de Caravaca se ha realizado mediante el estudio de las asociaciones de foraminíferos planctónicos en levigado y en lámina delgada (fig. 5.9.18 A-G y láminas 1-3 y 8-12 del apéndice fotográfico).

También se han analizado las asociaciones de foraminíferos microbentónicos incluidas en estos depósitos, a partir de los levigados (láminas 4-7 del apéndice fotográfico), y los foraminíferos macrobentónicos, a partir de las láminas delgadas.

Formación Aspe

En los depósitos de esta unidad se ha reconocido la siguiente asociación fósil:

Foraminíferos planctónicos: De base a techo de la unidad se han identificado las biozonas de *Globotruncana ventricosa*, de *Globotruncanita calcarata* y de *Globotruncana falsostuarti* y la parte inferior – media de la biozona de *Gansserina gansseri*.

Biozona de *Globotruncana ventricosa* Biozona de intervalo entre la primera aparición de la especie índice y la primera aparición de *Globotruncanita calcarata*. Dentro de esta biozona se han reconocido los siguientes géneros y especies (fig. 5.9.18 A y B):

- Archaeoglobigerina cretacea* (D'ORBIGNY, 1940)
- Contusotruncana fornicata* (PLUMMER, 1931)
- Contusotruncana patelliformis* (GANDOLFI, 1955)
- Globigerinelloides* sp.
- Globotruncana arca* (CUSHMAN, 1926)
- Globotruncana bulloides* VOGLER, 1941
- Globotruncana falsostuarti* SIGAL, 1952
- Globotruncana linneiana* (D'ORBIGNY, 1839)

Globotruncana orientalis EL NAGGAR, 1966
Globotruncana ventricosa WHITE, 1928
Globotruncanita elevata (BROTZEN, 1934)
Globotruncanita stuarti (DE LAPPARENT, 1918)
Globotruncanita stuartiformis (DALBIEZ, 1955)
Globotruncanita subspinosa (PESSAGNO, 1960)
Hedbergella sp.
Hedbergella holmdelensis OLSSON, 1964
Hedbergella monmouthensis (OLSSON, 1960)
Heterohelix sp.
Pseudotextularia sp.
Rugoglobigerina rugosa (PLUMMER, 1926)
Schackoina sp.

Biozona de *Globotruncanita calcarata* Biozona de rango total. Se han reconocido los siguientes taxones (fig. 5.9.18 B):

Contusotruncana fornicata (PLUMMER, 1931)
Globigerinelloides sp.
Globotruncana aegyptiaca NAKKADY, 1950
Globotruncana linneiana (D'ORBIGNY, 1839)
Globotruncana mariei BANNER Y BLOW, 1960
Globotruncana ventricosa WHITE, 1928
Globotruncanita atlantica (CARON, 1972)
Globotruncanita calcarata (CUSHMAN, 1927)
Globotruncanita stuarti (DE LAPPARENT, 1918)
Globotruncanita stuartiformis (DALBIEZ, 1955)
Globotruncanita subspinosa (PESSAGNO, 1960)
Hedbergella holmdelensis OLSSON, 1964
Hedbergella monmouthensis (OLSSON, 1960)
Heterohelix sp.

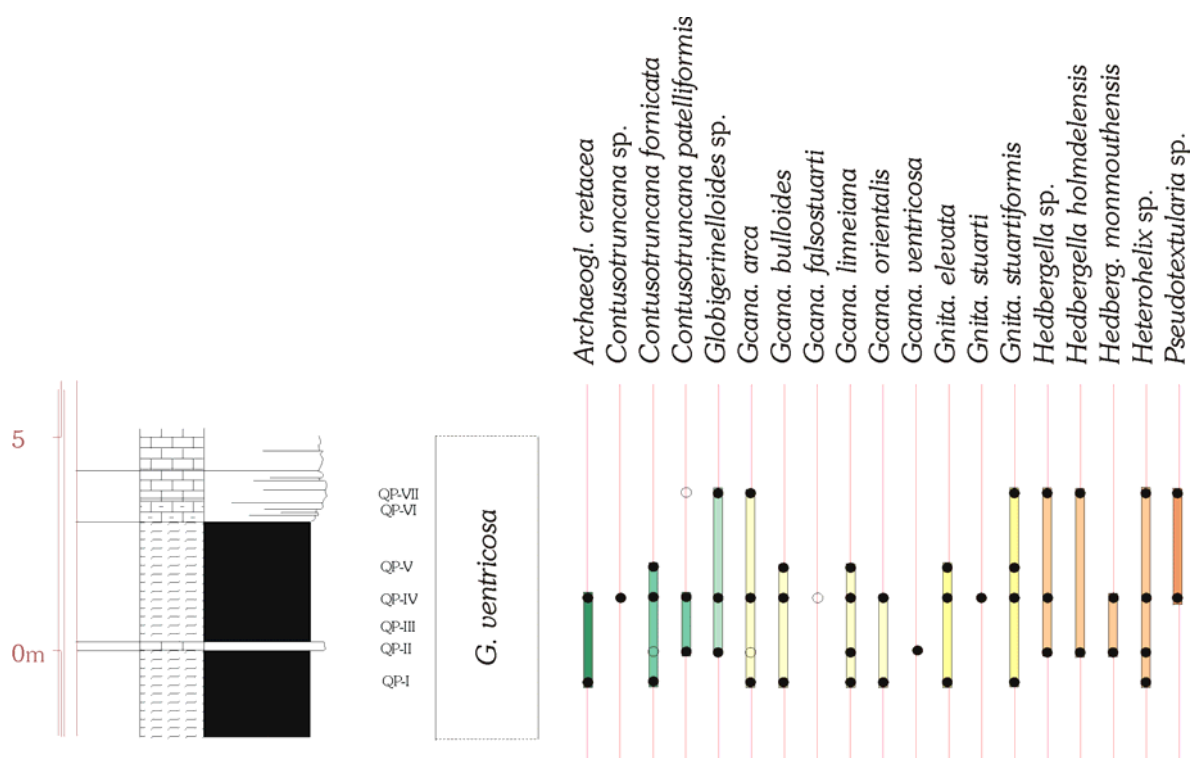


Figura 5.9.18 A. Cuadro bioestratigráfico con los rangos de distribución de los foraminíferos planctónicos en la parte inferior de la fm. Aspe.

Biozona de *Globotruncana falsostuarti* Biozona de rango parcial, entre la última presencia de *Globotruncanita calcarata* y la primera aparición de *Gansserina gansseri*, según Robaszynski *et al.* (2000). Se ha reconocido una asociación muy pobre formada por los siguientes taxones (fig. 5.9.18 B):

Contusotruncana fornicata (PLUMMER, 1931)
Globigerinelloides sp.
Globotruncana linneiana (D'ORBIGNY, 1839)
Globotruncanita stuarti (DE LAPPARENT, 1918)
Globotruncanita stuartiformis (DALBIEZ, 1955)
Hedbergella monmouthensis (OLSSON, 1960)
Heterohelix sp.

Biozona de *Gansserina gansseri* (parte inferior – media) Biozona de intervalo entre la primera presencia de la especie índice y la primera presencia de *Abathomphalus mayaroensis*. Se ha reconocido la parte inferior – media de la biozona, con la presencia de los siguientes taxones (fig. 5.9.18 C):

Archaeoglobigerina blowi PESSAGNO, 1967
Archaeoglobigerina cretacea (D'ORBIGNY, 1940)
Contusotruncana fornicata (PLUMMER, 1931)
Contusotruncana patelliformis (GANDOLFI, 1955)
Contusotruncana walfischensis (TODD, 1970)
Gansserina gansseri (BOLLI, 1951)
Gansserina wiedenmayeri (GANDOLFI, 1955)
Globigerinelloides sp.
Globigerinelloides subcarinatus (BRÖNNIMANN, 1952)
Globotruncana aegyptiaca NAKKADY, 1950
Globotruncana arca (CUSHMAN, 1926)
Globotruncana bulloides VOGLER, 1941
Globotruncana falsostuarti SIGAL, 1952
Globotruncana linneiana (D'ORBIGNY, 1839)
Globotruncana mariei BANNER Y BLOW, 1960
Globotruncana orientalis EL NAGGAR, 1966
Globotruncana rosetta (CARSEY, 1926)
Globotruncana ventricosa WHITE, 1928
Globotruncanella havanensis (VOORWIJK, 1937)
Globotruncanita angulata (TILEV, 1951)
Globotruncanita conica (WHITE, 1928)
Globotruncanita stuarti (DE LAPPARENT, 1918)
Globotruncanita stuartiformis (DALBIEZ, 1955)
Globotruncanita subspinosa (PESSAGNO, 1960)
Hedbergella holmdelensis OLSSON, 1964
Hedbergella monmouthensis (OLSSON, 1960)
Hedbergella sp.
Heterohelix sp.
Planoglobulina acervulinoides (EGGER, 1899)
Plummerita reicheli (BRÖNNIMANN, 1952)
Pseudoguembelina costulata (CUSHMAN, 1938)
Pseudotextularia sp.
Rugoglobigerina hexacamerata BRÖNNIMANN, 1952
Rugoglobigerina rugosa (PLUMMER, 1926)
Rugoglobigerina scotti (BRÖNNIMANN, 1952)
Rugoglobigerina sp.
Schackoina sp.

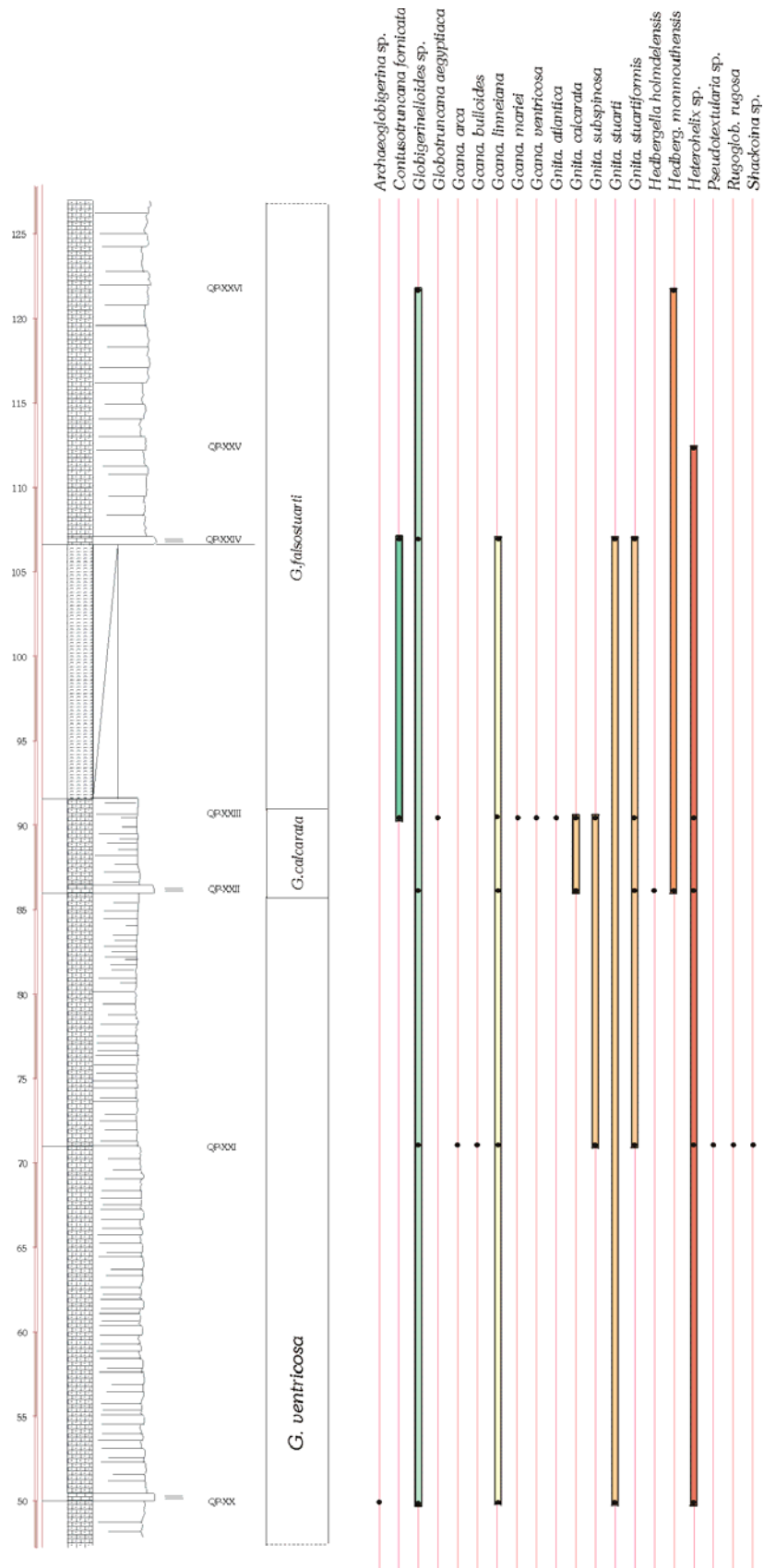


Figura 5.9.18 B. Cuadro bioestratigráfico con los rangos de distribución de los foraminíferos planctónicos en la parte inferior-media de la fm. Aspe.

Foraminíferos bentónicos: La amplia distribución temporal de la mayoría de los taxones de foraminíferos microbentónicos no permite obtener una datación tan precisa como la que ofrecen los planctónicos, pero sí una primera aproximación a la edad de los depósitos.

Se han reconocido los siguientes foraminíferos microbentónicos:

Ammodiscus sp.
Angulogavelinella sp.
Anomalinoidea sp.
Cibicidoides sp.
Gaudryna pyramidata CUSHMAN, 1926
Gaudryna sp.
Gavelinella becariiiformis (WHITE, 1928)
Globorotalites sp.
Gyroidinoides sp.
Lenticulina sp.
Marssonella oxycona (REUSS, 1860)
Oridorsalis sp.
Quadriformina sp.
Reussella szajnochae (GRZYBOWSKI, 1896)
Stensioina pommerana BROTZEN, 1940
Tritaxia sp.
Verneuilina sp.

Interpretación cronoestratigráfica

Entre la asociación de foraminíferos microbentónicos cabe destacar la especie *Stensioina pommerana*, que aparece en la parte media – alta de la unidad. Su distribución temporal, entre el Campaniense superior y el Maastrichtiense superior, de acuerdo con van Morkhoven *et al.* (1986), permite obtener una primera datación de esta parte media a alta de la unidad.

Los primeros niveles analizados de la unidad se han incluido en la biozona de *Globotruncana ventricosa*. A esta biozona se le asigna una edad Campaniense medio, según Hardenbol *et al.* (1998a).

La parte superior de la unidad se ha incluido en la parte media de la biozona de *Gansserina gansseri*, que se caracteriza por presentar ya abundantes ejemplares de la especie *Contusotruncana walfischensis*, junto con la ausencia de especies típicas de la parte superior de la biozona como *Contusotruncana contusa* o *Racemiguembelina fructicosa*. A esta parte de la biozona le correspondería una edad Maastrichtiense inferior.

Así, en función de las biozonas de foraminíferos planctónicos reconocidas, se obtiene una edad Campaniense medio – Maastrichtiense inferior para los depósitos analizados de esta unidad.

Para el intervalo caracterizado por la presencia de intercalaciones contorníticas de la parte superior de la unidad, se ha reconocido la parte inferior y media de la biozona de *Gansserina gansseri*, con una edad Campaniense superior terminal a Maastrichtiense inferior, según el cuadro biocronoestratigráfico de Hardenbol *et al.* (1998a).

Formación Raspay

Se han reconocido las siguientes asociaciones de foraminíferos planctónicos y bentónicos:

Foraminíferos planctónicos: Se ha identificado la parte más alta de la biozona de *Gansserina gansseri* y la biozona de *Abathomphalus mayaroensis*.

Biozona de *Gansserina gansseri* (parte superior) Biozona de intervalo. Se han reconocido los siguientes taxones (fig. 5.9.18 D-F):

Abathomphalus intermedius (BOLLI, 1951)
Archaeoglobigerina blowi PESSAGNO, 1967
Archaeoglobigerina cretacea (D'ORBIGNY, 1940)

Contusotruncana contusa (CUSHMAN, 1926)
Contusotruncana patelliformis (GANDOLFI, 1955)
Contusotruncana walfischensis (TODD, 1970)
Gansserina gansseri (BOLLI, 1951)
Gansserina wiedenmayeri (GANDOLFI, 1955)
Globigerinelloides subcarinatus (BRÖNNIMANN, 1952)
Globigerinelloides sp.
Globotruncana aegyptiaca NAKKADY, 1950
Globotruncana arca (CUSHMAN, 1926)
Globotruncana bulloides VOGLER, 1941
Globotruncana dupeblei CARON, GLEZ. DONOSO, ROBASZYNSKI Y WONDERS, 1984
Globotruncana falsostuarti SIGAL, 1952
Globotruncana linneiana (D'ORBIGNY, 1839)
Globotruncana mariei BANNER Y BLOW, 1960
Globotruncana orientalis EL NAGGAR, 1966
Globotruncana ventricosa WHITE, 1928
Globotruncanella havanensis (VOORWIJK, 1937)
Globotruncanita angulata (TILEV, 1951)
Globotruncanita conica (WHITE, 1928)
Globotruncanita pettersi (GANDOLFI, 1955)
Globotruncanita stuarti (DE LAPPARENT, 1918)
Globotruncanita stuartiformis (DALBIEZ, 1955)
Hedbergella holmdelensis OLSSON, 1964
Hedbergella monmouthensis (OLSSON, 1960)
Heterohelix sp.
Planoglobulina acervulinoides (EGGER, 1899)
Planoglobulina meyerhoffi SEIGLIE, 1960
Pseudoguembelina costulata (CUSHMAN, 1938)
Pseudotextularia sp.
Racemiguembelina fruticosa (EGGER, 1899)
Rugoglobigerina hexacamerata BRÖNNIMANN, 1952
Rugoglobigerina macrocephala BRÖNNIMANN, 1952
Rugoglobigerina rotundata BRÖNNIMANN, 1952
Rugoglobigerina rugosa (PLUMMER, 1926)
Rugoglobigerina scotti (BRÖNNIMANN, 1952)
Rugoglobigerina sp.

Biozona de *Abathomphalus mayaroensis* Biozona de intervalo. Queda caracterizada por la presencia de los siguientes taxones (fig. 5.9.18 G):

Abathomphalus mayaroensis (BOLLI, 1951)
Contusotruncana contusa (CUSHMAN, 1926)
Contusotruncana patelliformis (GANDOLFI, 1955)
Contusotruncana walfischensis (TODD, 1970)
Gansserina gansseri (BOLLI, 1951)
Globigerinelloides sp.
Globotruncana dupeblei CARON, GLEZ. DONOSO, ROBASZYNSKI Y WONDERS, 1984
Globotruncana mariei BANNER Y BLOW, 1960
Globotruncana rosetta (CARSEY, 1926)
Globotruncanella havanensis (VOORWIJK, 1937)
Globotruncanella sp. REISS, 1957
Globotruncanita angulata (TILEV, 1951)
Globotruncanita conica (WHITE, 1928)
Globotruncanita stuarti (DE LAPPARENT, 1918)
Globotruncanita stuartiformis (DALBIEZ, 1955)
Hedbergella sp.
Heterohelix sp.
Planoglobulina acervulinoides (EGGER, 1899)
Planoglobulina meyerhoffi SEIGLIE, 1960

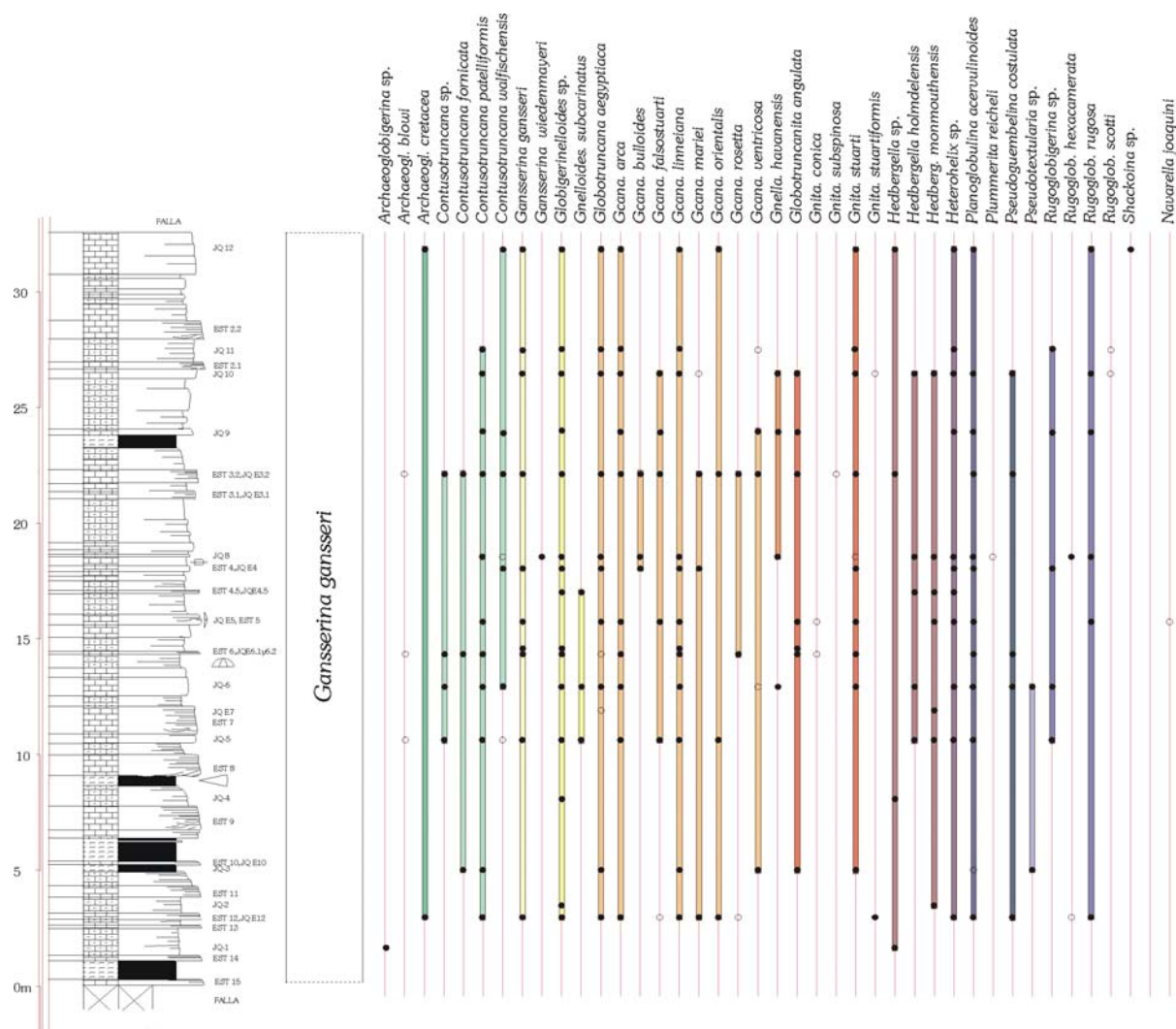


Figura 5.9.18 C. Cuadro bioestratigráfico con los rangos de distribución de los foraminíferos planctónicos en la parte superior de la fm. Aspe.

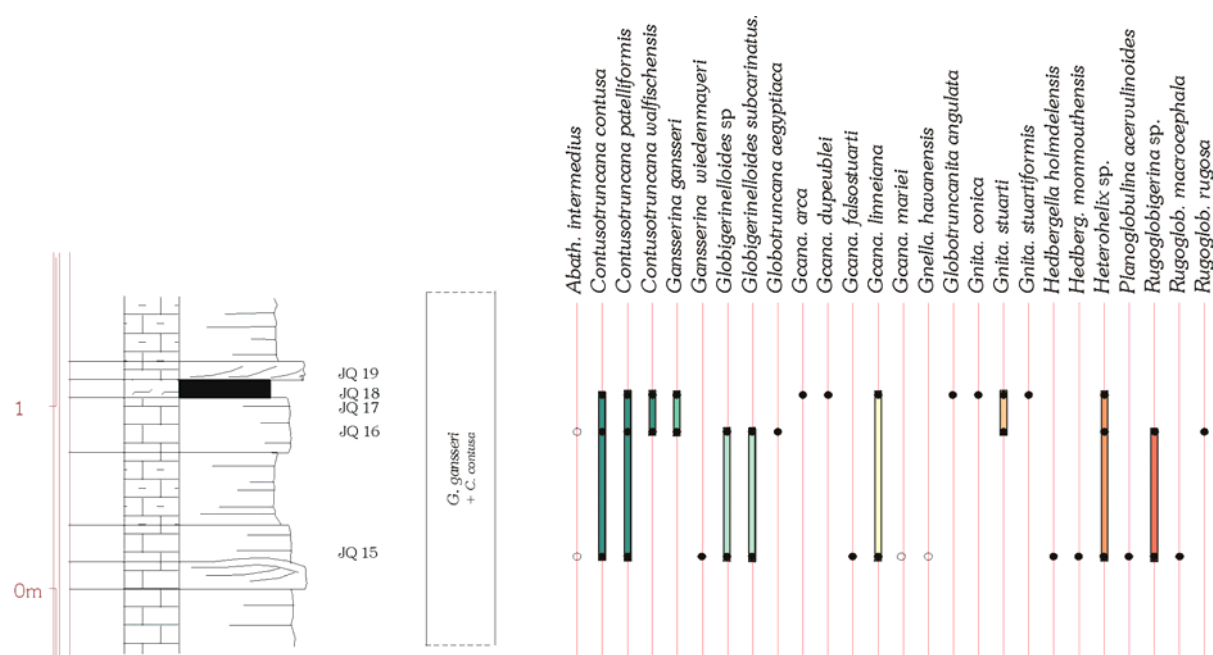


Figura 5.9.18 D. Cuadro bioestratigráfico con los rangos de distribución de los foraminíferos planctónicos en la parte inferior de la Fm. Raspay.

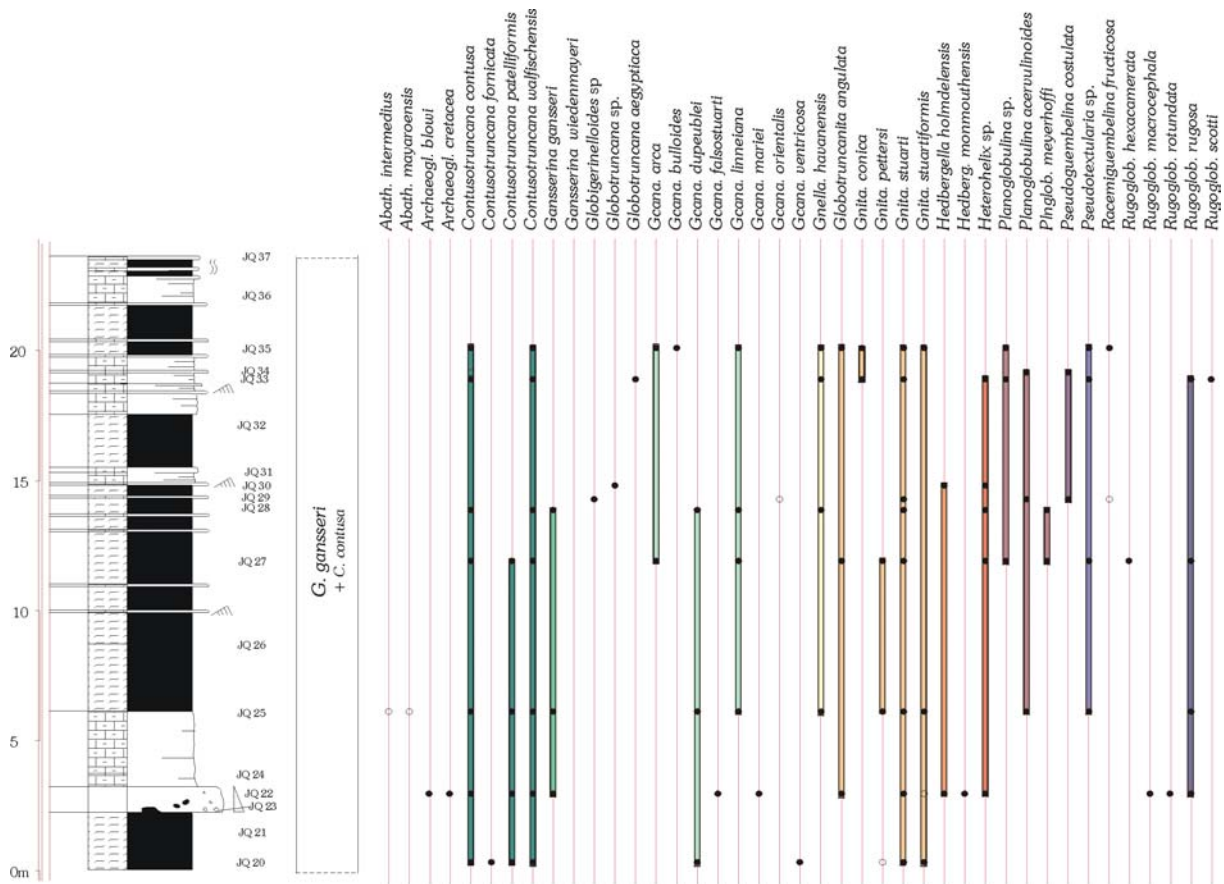


Figura 5.9.18 E. Cuadro bioestratigráfico con los rangos de distribución de los foraminíferos planctónicos en la parte inferior-media de la Fm. Raspay.

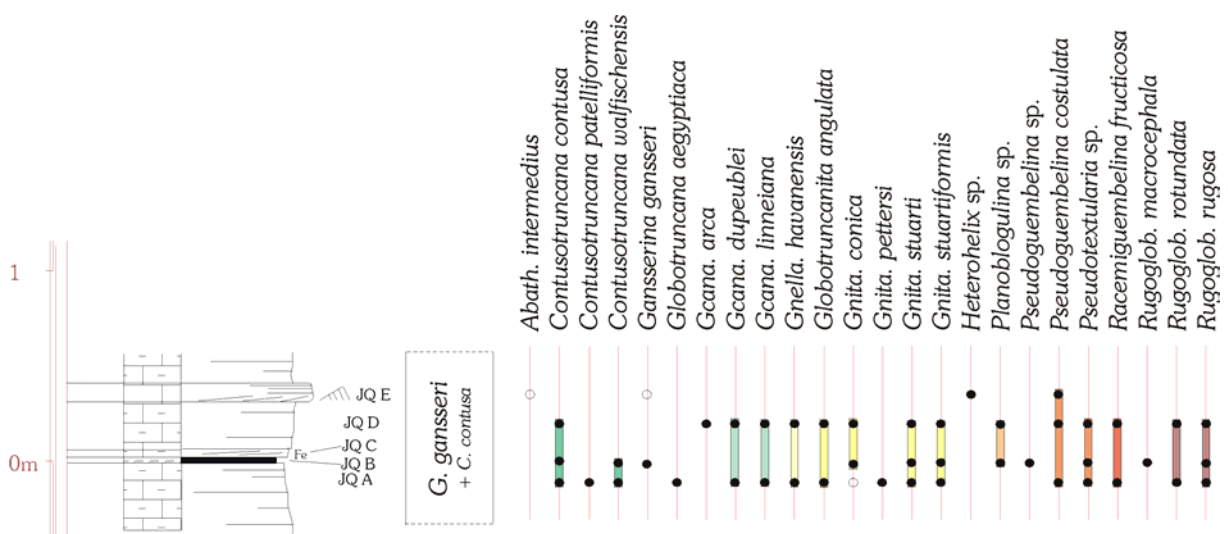


Figura 5.9.18 F. Cuadro bioestratigráfico con los rangos de distribución de los foraminíferos planctónicos en la parte media de la Fm. Raspay.

Plummerita reicheli (BRÖNNIMANN, 1952)
Pseudotextularia sp.
Racemiguembelina fruticosa (EGGER, 1899)
Rugoglobigerina hexacamerata BRÖNNIMANN, 1952
Rugoglobigerina macrocephala BRÖNNIMANN, 1952
Rugoglobigerina rotundata BRÖNNIMANN, 1952
Rugoglobigerina rugosa (PLUMMER, 1926)
Rugoglobigerina scotti (BRÖNNIMANN, 1952)
Rugoglobigerina sp.

Foraminíferos microbentónicos:

En los primeros metros de la unidad se ha reconocido la siguiente asociación:

Oridorsalis sp.
Lenticulina sp.
Cibicidoides velascoensis (CUSHMAN, 1925)
Stensioina pommerana BROTZEN, 1940
Gaudryna pyramidata CUSHMAN, 1926
Cibicidoides hyphalus (FISHER, 1969)
Reussella szajnochae (GRZYBOWSKI, 1896)
Marssonella oxycona (REUSS, 1860)
Gyroidinoides sp.

En los niveles de la parte inferior a media de la unidad se ha reconocido la asociación formada por:

Anomalinoidea sp.
Bolivinoidea draco draco (MARSSON, 1878)
Cibicidoides dayi (WHITE, 1928)
Cibicidoides velascoensis (CUSHMAN, 1925)
Clavulina sp.
Coryphostoma incrassata (REUSS, 1851)
Dorothia bulleta (CARSEY, 1926)
Dorothia pupa (REUSS, 1860)
Eouwigera subsculptura MCNEIL Y CALDWELL, 1981
Fissurina sp.
Gaudryna pyramidata CUSHMAN, 1926
Globorotalites sp.
Glomospira sp.
Gyroidinoides globosus (HAGENOW, 1842)
Gyroidinoides sp.
Lagena sp.
Lenticulina sp.
Marssonella oxycona (REUSS, 1860)
Nuttallides truempyi (NUTTALL, 1930)
Nuttallides sp.
Nuttallinella florealis (WHITE, 1928)
Oridorsalis sp.
Praebulimina sp.
Quadriformina sp.
Reussella szajnochae (GRZYBOWSKI, 1896)
Spiroplectammina spectabilis (GRZYBOWSKI, 1898)
Stensioina pommerana BROTZEN, 1940
Tritaxia sp.
Trochammina sp.

En los niveles superiores de la unidad se ha identificado la siguiente asociación:

Anomalinoidea sp.
Bolivinoidea delicatulus (CUSHMAN, 1927)

Bolivinoides draco draco (MARSSON, 1878)
Bolivinopsis clotho (GRZYBOWSKI)
Cibicidoides hyphalus (FISHER, 1969)
Cibicidoides velascoensis (CUSHMAN, 1925)
Cibicidoides sp.
Coryphostoma incrassata (REUSS, 1851)
Coryphostoma midwayensis (CUSHMAN, 1936)
Dorothia bulleta (CARSEY, 1926)
Gavelinella beccariiiformis (WHITE, 1928)
Gyroidinoides globosus (HAGENOW, 1842)
Lenticulina sp.
Marssonella oxycona (REUSS, 1860)
Oridorsalis plummerae (CUSHMAN)
Oridorsalis sp.
Pullenia sp.
Reussella szajnochae (GRZYBOWSKI, 1896)
Stensioina pommerana BROTZEN, 1940
Tritaxia sp.

Foraminíferos macrobentónicos: Foraminíferos reconocidos en los niveles turbidíticos de la parte superior de la unidad:

Navarella joaquinii CIRY Y RAT
Omphalocyclus macroporus (LAMARCK)
Siderolites calcitrapoides LAMARCK
Lepidorbitoides sp.
Orbitoides sp.

Interpretación cronoestratigráfica

Entre la asociación de foraminíferos microbentónicos de la parte inferior de la unidad, cabe destacar la presencia de las especies *Stensioina pommerana* y *Cibicidoides hyphalus*, que nos van a permitir una buena aproximación a la edad de estos depósitos. La especie *Stensioina pommerana* muestra un rango de distribución temporal comprendido entre el Campaniense superior y el Maastrichtiense superior, mientras que a *Cibicidoides hyphalus* se le asigna una edad comprendida entre el Maastrichtiense superior y la biozona P5 de foraminíferos planctónicos de Berggren *et al.* (1995) según van Morkhoven *et al.* (1986), esto es una edad Maastrichtiense superior a Paleoceno terminal –Eoceno inferior. Así, estos depósitos basales de la unidad muestran ya una edad Maastrichtiense superior.

La asociación de microbentónicos de la parte más alta de la unidad, con especies como *Bolivinoides draco draco*, *Coryphostoma incrassata* y *Stensioina pommerana* (con rangos bioestratigráficos comprendidos entre el Campaniense superior y el Maastrichtiense superior), junto con *Cibicidoides hyphalus* (con una distribución, como hemos visto, Maastrichtiense superior - Paleoceno terminal /Eoceno inferior) y *Coryphostoma midwayensis* (Maastrichtiense - el Paleoceno terminal /Eoceno inferior), arroja también una edad Maastrichtiense superior para estos depósitos de la parte alta de la unidad.

La asociación de foraminíferos macrobentónicos reconocida en los niveles turbidíticos de la parte alta de la unidad es característica del Maastrichtiense superior (Pons *et al.*, 1994; Martín-Chivelet *et al.*, 1995; Hardenbol *et al.*, 1998a).

Respecto a los foraminíferos planctónicos, para los primeros depósitos de la unidad se ha identificado la parte superior de la biozona de *Gansserina gansseri*, caracterizada por la presencia de *Contusotruncana contusa*, *Racemiguembelina fructicosa*, *Rugoglobigerina rotundata* y *Rugoglobigerina scotti*, entre otros. A esta parte superior de la biozona le corresponde ya una edad Maastrichtiense superior, según Premoli Silva y Sliter (1995).

Los depósitos de techo de la unidad pertenecen a la biozona de *Abathomphalus mayaroensis*, de edad Maastrichtiense superior alto, de acuerdo con Hardenbol *et al.* (1998a).

Así, en conjunto, para los depósitos de esta unidad se obtiene una edad Maastrichtiense superior a Maastrichtiense superior alto.

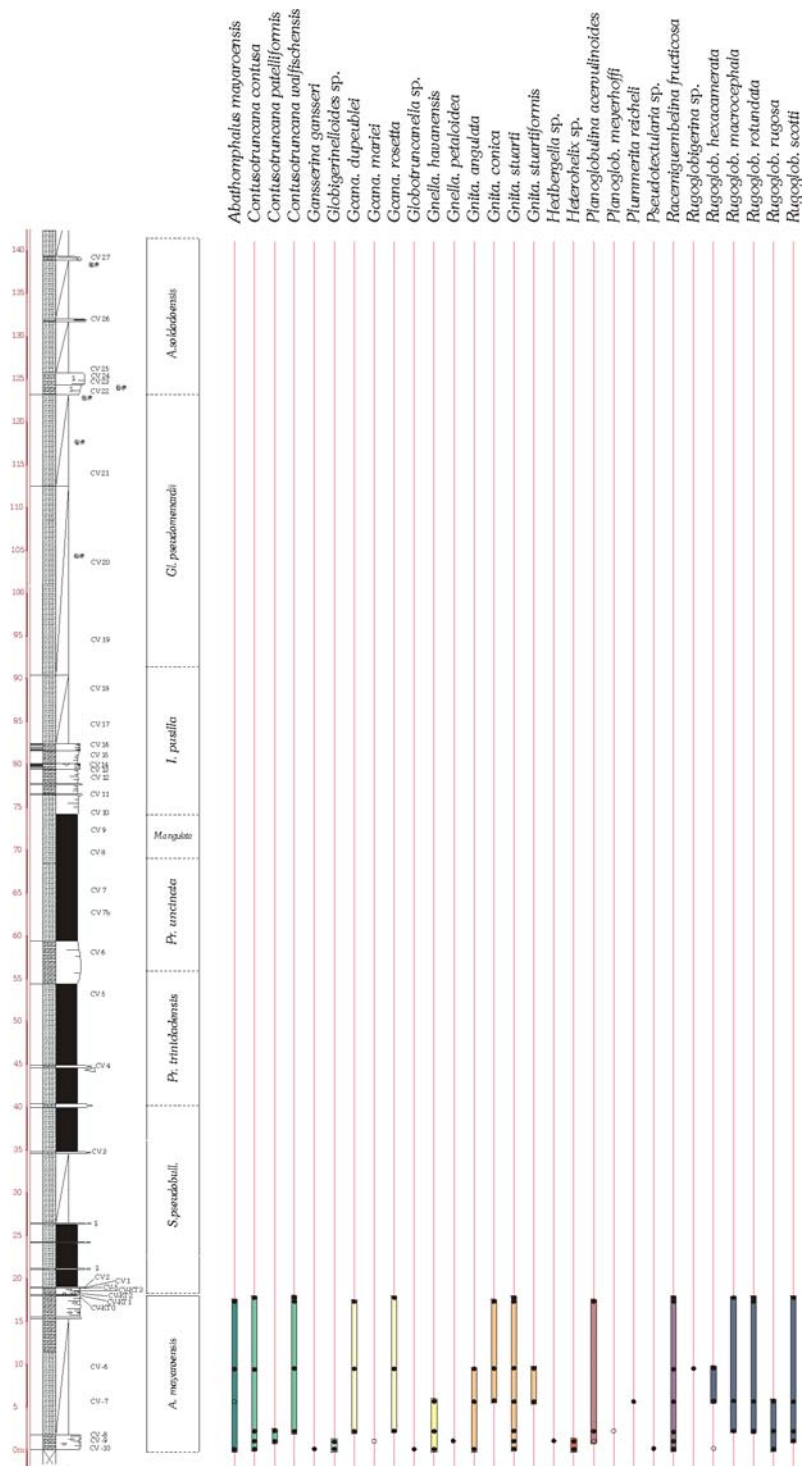


Figura 5.9.18 G. Cuadro bioestratigráfico con los rangos de distribución de los foraminíferos planctónicos de la parte superior de la Fm. Raspay, de la fm. Agost y de la fm. Pinoso.

Formación Agost

Se ha reconocido la siguiente asociación fósil:

Foraminíferos planctónicos (fig. 5.9.18 G): De base a techo se han reconocido las biozonas de *Parasubbotina pseudobulloides*, *Praemurica trinidadensis*, *Praemurica uncinata*, *Morozovella angulata* y *Globanomalina pseudomenardii*, de acuerdo con Pujalte *et al.* (1994).

Foraminíferos microbentónicos:

Anomalinoidea cf. rubiginosus (CUSHMAN, 1926)
Aragonia velascoensis (CUSHMAN, 1925)
Bolivinoidea delicatulus (CUSHMAN, 1927)
Bulimina trinitatensis CUSHMAN Y JARVIS 1928
Cibicidoides dayi (WHITE, 1928)
Cibicidoides velascoensis (CUSHMAN, 1925)
Coryphostoma midwayensis (CUSHMAN, 1936)
Dorothyia pupa (REUSS, 1860)
Dorothyia retusa CUSHMAN
Fissurina sp.
Gaudryna pyramidata CUSHMAN, 1926
Gaudryna sp.
Gavelinella beccariiiformis (WHITE, 1928)
Glomospira sp.
Gyroidinoidea globosus (HAGENOW, 1842)
Gyroidinoidea sp.
Lenticulina sp.
Marssonella oxycona (REUSS, 1860)
Neoflabellina jarvisi (CUSHMAN, 1935)
Nuttallides truempyi (NUTTALL, 1930)
Oridorsalis plummerae (CUSHMAN)
Osangularia velascoensis (CUSHMAN, 1925)
Pullenia sp.
Quadriformina sp.
Tritaxia aspera (CUSHMAN, 1926)
Tritaxia sp.
Valvulabamina sp.
Vulvulina sp.

Interpretación cronoestratigráfica

Entre la asociación de foraminíferos microbentónicos, numerosas especies muestran rangos de distribución limitados superiormente a la biozona P5 de foraminíferos planctónicos de Berggren *et al.* (1995), lo que supone un límite superior de edad Paleoceno superior – Eoceno inferior para estos depósitos. La especie *Bulimina trinitatensis*, con una distribución temporal comprendida entre las biozonas P1 y P5 de Berggren *et al.* (1995) (Paleoceno inferior a Paleoceno terminal/Eoceno inferior), permite obtener un límite inferior de edad Paleoceno inferior para estos depósitos. Así, mediante los foraminíferos microbentónicos se obtiene una edad Paleoceno inferior a Paleoceno superior/Eoceno inferior (Daniense a Ilerdiense inferior) para esta unidad.

Atendiendo a las biozonas de foraminíferos planctónicos, la primera biozona reconocida en esta unidad es la de *Parasubbotina pseudobulloides*, con una edad Daniense inferior. La primera biozona del Paleoceno no se ha llegado a reconocer en esta sección, probablemente debido a problemas de muestreo o bien por problemas en el tratamiento de las muestras. Sin embargo esta primera biozona ha sido citada por diversos autores (Arenillas y Molina, 1997; Arz *et al.* 2000, entre otros).

Para la parte más alta de la unidad se ha identificado la biozona de *Globanomalina pseudomenardii*, equivalente a las biozonas P4a y P4b de Berggren *et al.* (1995), con una edad Selandiense superior a Thanetiense medio-superior (Paleoceno medio-alto a Paleoceno superior).

En definitiva, a estos depósitos de la fm. Agost, les corresponde una edad Daniense inferior a Thanetiense superior (Paleoceno inferior a Paleoceno superior).

Formación Pinoso

Para los materiales de esta unidad se ha reconocido la biozona de foraminíferos planctónicos de *Acarinina soldadoensis* (fig. 5.9.18 G), en el sentido de Pujalte *et al.* (1994). Esta biozona es equivalente en edad a las biozonas P4c y P5 de Berggren *et al.* (1995), con una edad Thanetiense superior alto a Ilerdiense inferior.

Esta datación podría matizarse un poco más si tenemos en cuenta que Arenillas y Molina (1997) observaron la existencia de una discontinuidad en esta sección que abarcaba la parte más alta del Thanetiense y la parte basal del Ilerdiense. De este modo, para la fm. Pinoso se obtiene una edad Ilerdiense inferior.

5.9.3. Discontinuidades y eventos

Evento Maastrichtiense medio

El paso de la fm. Aspe a la Fm. Raspay tiene lugar de un modo gradual, aunque bastante rápido. Este tránsito está marcado por un cambio en la litología y en la sedimentología de ambas unidades. De este modo, hacia techo de la formación Aspe se reconoce un ligero aumento en el contenido en terrígenos de grano fino, aumento que se hace mucho más pronunciado ya para los primeros depósitos de la Formación Raspay. Por otra parte, las potentes intercalaciones contorníticas de la parte alta de la fm. Aspe van disminuyendo su espesor y abundancia hasta desaparecer en la primera parte de la Fm. Raspay. Así, los materiales fundamentalmente carbonatados de tonos blanco a beige y con intercalaciones contorníticas de espesor decimétrico a métrico de la fm. Aspe pasan a los depósitos margosos de color gris-verde, con finas intercalaciones calcareníticas, de la parte inferior de la Fm. Raspay.

A escasos metros de la base de la Fm. Raspay se ha reconocido un nivel de un metro de espesor de carácter conglomerático (fig. 5.9.19), cuya génesis posiblemente está relacionada con el evento del Maastrichtiense medio que dio lugar al cambio en las condiciones de depósito entre ambas unidades. Este nivel incluye cantos calizos subredondeados de tamaño variable y color gris-verdoso, incluidos en una matriz margocaliza de aspecto muy similar, pero de tonos ligeramente más oscuros y con pequeños cantos blandos.



Figura 5.9.19. Nivel conglomerático reconocido en los primeros metros de la Fm. Raspay.

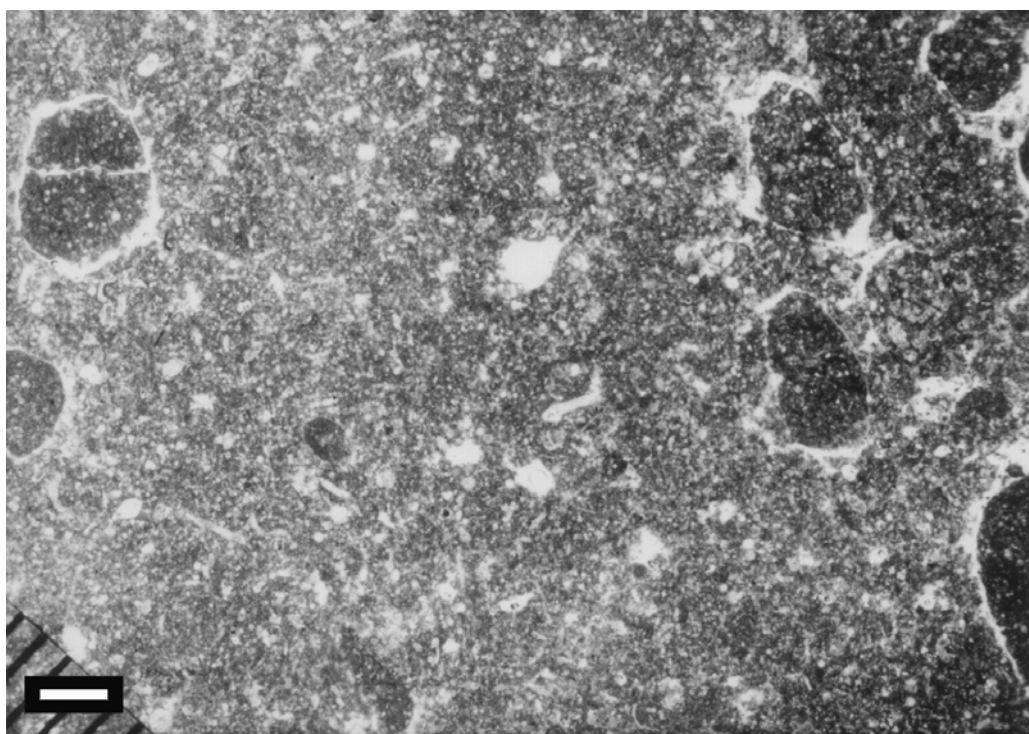


Figura 5.9.20. Aspecto al microscopio de las biomicroclitas litoclásticas de la parte superior del nivel conglomerático. Escala gráfica: 1 mm.

La base de este nivel es muy neta y algo irregular. Los primeros 30 cm del nivel son clasto-soportados y el resto matriz-sostenido. El tamaño de los clastos tiende a disminuir hacia techo del nivel. La matriz en la que se encuentran incluidos los clastos calizos incluye restos de equínidos y de inocerámidos, junto con abundantes foraminíferos planctónicos, foraminíferos bentónicos y calciesferas (fig. 5.9.20). Se interpreta este nivel como resultado de un movimiento gravitatorio de tipo *debris flow*.

Tránsito Maastrichtiense – Daniense (Barranco del Gredero)

Debido al registro sedimentario tan completo del tránsito del Cretácico al Paleoceno en la sección de Caravaca, ésta sección ha sido objeto de numerosos estudios y se ha convertido en una sección de referencia a nivel mundial. Numerosos grupos de investigación han realizado diferentes tipos de estudios centrados en los últimos metros del Cretácico superior terminal y los primeros metros del Paleoceno para caracterizar dicho tránsito Cretácico/Terciario (Canudo *et al.* 1991; Ortega Huertas *et al.* 1995; Molina *et al.* 1998; Arz *et al.* 2000, entre otros).

El límite Cretácico / Terciario está marcado en la sección de Caravaca por un nivel arcilloso de color oscuro, de unos 10-15 cm de espesor, que separa las calizas margosas y margocalizas beige-grises algo nodulares del Maastrichtiense superior de las margocalizas y margas gris-verdosas del Paleoceno basal.

En la sección de Caravaca el tránsito Maastrichtiense – Daniense está marcado también por un tenue aumento en el contenido en terrígenos de los materiales del Daniense frente a los del Maastrichtiense terminal, por un bioevento de extinción, que supone la desaparición de todos los grupos de globotruncánidos, y por un bioevento de aparición de nuevas formas de foraminíferos planctónicos durante el Paleoceno basal. A partir de este límite Cretácico/Terciario las formas de foraminíferos planctónicos de tamaño medio a grande, bastante ornamentadas en general, que caracterizaban los depósitos del Cretácico terminal, desaparecen dando paso a nuevas formas globosas de muy pequeño tamaño en los episodios iniciales del Paleoceno.

Discontinuidad Thanetiense – Ilerdiense

Separando la fm. Agost de la fm. Pinoso se ha reconocido una discontinuidad que ha sido caracterizada bioestratigráficamente por Arenillas y Molina (1997). Estos autores pusieron

de manifiesto la ausencia de la parte más alta de la biozona P4 de foraminíferos planctónicos de Berggren *et al.* (1995) y la más baja de la P5, faltando, por tanto, el registro del Paleoceno terminal y del Ilerdiense basal.

Esta discontinuidad supone un marcado cambio en las condiciones de depósito, de modo que los materiales margosos de la parte superior de la fm. Agost se ven bruscamente interrumpidos por los primeros depósitos de la fm. Pinoso, de calizas calcareníticas cargadas en terrígenos de tamaño arena y numerosos restos procedentes de áreas más someras.

5.9.4. Evolución vertical

En la sección analizada de Caravaca se han reconocido cuatro unidades: la formación Aspe, la Formación Raspay, la formación Agost y la formación Pinoso.

La sedimentación de la fm. Aspe tuvo lugar en un medio marino hemipelágico carbonático a mixto, tranquilo y bien oxigenado, situado por debajo de la zona fótica y a profundidades marinas batiales superiores. Estas condiciones se mantuvieron bastante estables a lo largo de gran parte de la sedimentación de esta unidad, aunque se ha reconocido una fluctuación en el contenido en terrígenos de grano muy fino a escala decimétrica, especialmente para la parte inferior de la unidad, originada por la alternancia de episodios caracterizados por una alta proporción de sedimentos de grano muy fino en suspensión con episodios caracterizados por un bajo aporte de terrígenos. Esta alternancia estaría sugiriendo la existencia de una ciclicidad de alta frecuencia en estos depósitos marinos abiertos, que podría quedar en parte enmascarada por la actuación de tenues corrientes de fondo. Esta ciclicidad, reconocida en otros puntos del sector analizado (p.ej. Aspe) podría corresponder a cambios climáticos regidos por ciclos orbitales de Milankovitch.

Hacia techo, estos fondos marinos comenzaron a estar claramente afectados por corrientes semi-permanentes de origen geostrófico, de intensidad variable a lo largo del tiempo. Así, se reconoce una alternancia de episodios caracterizados por una baja influencia de estas corrientes sobre los depósitos de fondo, durante los cuales predominaba la lenta decantación de fino material pelágico, con episodios determinados por una mayor influencia de estas corrientes, en los que, dependiendo de la intensidad de las corrientes, se producía erosión o sedimentación.

El inicio de la actividad de estas corrientes sobre el fondo marino pudo estar relacionado con la evolución paleogeográfica de este sector durante el Cretácico superior terminal. La convergencia iniciada entre Iberia y África a finales del Cretácico pudo originar un estrechamiento en la zona de paso entre ambas zonas emergidas y, por consiguiente, una intensificación y profundización de las corrientes oceánicas, permitiendo el desarrollo de depósitos de carácter contornítico en este sector.

Los últimos episodios de sedimentación de esta unidad comienzan a mostrar un ligero incremento en el aporte de terrígenos de grano muy fino, dando paso de un modo gradual, pero bastante rápido, a la sedimentación fundamentalmente margosa de la unidad suprayacente.

La Formación Raspay supone un importante incremento en el contenido en terrígenos de grano muy fino en suspensión en el medio y, por tanto, de la turbidez de las aguas, respecto a la unidad infrayacente. El depósito de esta unidad tuvo lugar en un medio hemipelágico mixto, con predominio de la decantación, localizado por debajo de la zona fótica y a profundidades batiales. En los primeros episodios, caracterizados por una batimetría similar o ligeramente superior a la de la unidad infrayacente, los fondos marinos continuaban estando afectados por corrientes de fondo que retocaban sus depósitos. Sin embargo, la influencia de estas corrientes sobre el fondo era mucho menor que en la unidad infrayacente debido, probablemente, a una bajada en la intensidad de estas corrientes y/o a un ligero aumento en la batimetría. Progresivamente la profundidad de este medio marino fue aumentando hacia batimetrías batiales superiores a los 500 metros, cesando la actuación de estas corrientes sobre el fondo marino. Hacia los últimos episodios de sedimentación de la unidad, la batimetría fue disminuyendo de nuevo hacia profundidades batiales similares a las reconocidas para sus primeros episodios y este medio comenzó a recibir pequeños depósitos de carácter turbidítico, que desaparecen hacia techo, cargados en terrígenos de mayor tamaño de grano y numerosos restos fósiles procedentes de aguas más someras. Los depósitos hemipelágicos correspondientes a los últimos episodios de

sedimentación muestran un aspecto algo nodular, que podría estar reflejando una ligera disminución hacia techo de la velocidad de sedimentación.

Los depósitos del Maastrichtiense superior quedan separados de los depósitos de la fm. Agost mediante el evento del Cretácico/Terciario, que supuso la desaparición de todos los grupos de globotruncánidos del Cretácico y la aparición de nuevas formas globosas de pequeño tamaño en los primeros momentos del Paleoceno. A partir del fino nivel arcilloso que marca este tránsito del Cretácico al Terciario, las condiciones de sedimentación se mantuvieron muy parecidas a las que reinaron durante el depósito de la unidad infrayacente. De este modo, la sedimentación de la fm. Agost se dio en un ambiente hemipelágico mixto bien oxigenado, con una gran cantidad de sedimentos muy finos en suspensión, situado por debajo de la zona fótica y a profundidades batiales superiores a medias, algo mayores que las de los últimos episodios de sedimentación de la Fm. Raspay. Este medio recibía en los primeros episodios frecuentes aportes de carácter turbidítico, cargados en terrígenos de grano algo más grueso, que se fueron haciendo cada vez más esporádicos hacia techo. Las condiciones de sedimentación se mantuvieron bastante homogéneas, y sólo se han reconocido pequeñas variaciones en el contenido en terrígenos, que reflejarían episodios caracterizados por un mayor o menor aporte de sedimento de grano fino a muy fino transportado por el viento o por corrientes. Estas oscilaciones en el contenido en terrígenos podrían ser el reflejo de variaciones en la batimetría. sin embargo, no se ha reconocido una tendencia batimétrica clara para esta unidad.

Hacia los últimos episodios de sedimentación de esta unidad se produjo un marcado aumento en la inestabilidad del medio, reflejado en las numerosas estructuras de deformación sinsedimentaria de tipo *slump* que afectan a los depósitos de la parte superior de la unidad. Durante estos últimos episodios de sedimentación, los aportes turbidíticos volvieron a ser muy abundantes.

Este aumento en la inestabilidad podría estar relacionado con el desarrollo de la discontinuidad que la separa de la unidad suprayacente.

Asociada a la discontinuidad desarrollada hacia techo de la fm. Agost se produjo un aumento en la inestabilidad del medio, de modo que los primeros depósitos de la fm. Pinoso, de origen turbidítico y cargados en terrígenos de tamaño arena y con una importante mezcla de faunas de diferentes ambientes, están caracterizados por grandes estructuras de deformación sinsedimentaria de tipo *slump*. La sedimentación de la fm. Pinoso continuó bajo unas condiciones relativamente inestables, en una plataforma externa mixta relativamente profunda, bien oxigenada y por debajo de la zona fótica, que recibía esporádicamente aportes de naturaleza turbidítica.

6. INTEGRACIÓN DE RESULTADOS E INTERPRETACIÓN REGIONAL

6. Integración de resultados e interpretación regional

En este apartado se van a integrar todas las interpretaciones y resultados obtenidos a lo largo de la elaboración de la memoria en sus diferentes capítulos, tratando de obtener una visión global de los acontecimientos que tuvieron lugar en el sector analizado de la Cordillera Bética y de su evolución a lo largo del intervalo temporal estudiado. Esta síntesis se va a centrar en los siguientes aspectos:

- en la bioestratigrafía y la cronoestratigrafía
- en el análisis de los eventos mayores y de sus factores de control
- en las grandes unidades genéticas diferenciadas, evolución temporal y factores que controlaron su depósito
- en la correlación con áreas adyacentes, analizando las relaciones paleogeográficas y evolutivas entre las plataformas y los medios marinos hemipelágicos del sector analizado de la cuenca con los medios desarrollados en otros sectores de la Cuenca Bética

6.1. Bioestratigrafía y cronoestratigrafía

En esta memoria se ha analizado el intervalo temporal comprendido entre el Santoniense y el Eoceno inferior. Con el propósito de datar los materiales para poder establecer las relaciones entre los distintos puntos analizados, se estudiaron diferentes grupos fósiles:

Para el Cretácico Superior, la datación se ha basado fundamentalmente en el estudio de las asociaciones de foraminíferos planctónicos en levigado y en lámina delgada. Estas dataciones fueron corroboradas, en aquellos casos en los que fue posible, mediante los ammonioideos, equínidos y foraminíferos bentónicos incluidos en los depósitos del Cretácico Superior y, puntualmente, mediante cocolitos. Teniendo en cuenta que en el capítulo 4 se introdujeron las biozonaciones que se iban a seguir en este trabajo y que en el capítulo 5 se especificó el contenido bioestratigráfico de cada una de las secciones y se procedió a analizar su significado cronoestratigráfico, en este apartado se realiza únicamente una síntesis para cada biozona, indicando las especies más significativas representadas, la edad y su distribución dentro del área de estudio.

Para el Cretácico Superior alto se han diferenciado las siguientes biozonas de foraminíferos planctónicos (ver fig. 6.1):

Biozona de *Dicarinella concavata* Esta biozona de intervalo está caracterizada por la presencia de la especie índice, *D. concavata* (BROTZEN, 1934), junto con otras especies del género *Dicarinella*, como *Dicarinella hagni* (SCHEIBNEROVA, 1962) y *D. primitiva* (DALBIEZ, 1955), numerosas formas del género *Marginotruncana*, entre las que destacan *M. coronata* (BOLLI, 1945), *M. pseudolinneiana* PESSAGNO, 1967, *M. renzi* (GANDOLFI, 1942) y *M. schneegansi* (SIGAL, 1952), y abundantes formas globosas incluidas en los géneros *Globigerinelloides* y *Hedbergella*.

La edad que se atribuye a esta biozona es Turoniense medio – Santoniense inferior (Hardenbol *et al.*, 1998a). Para el intervalo estudiado en detalle en esta memoria se ha reconocido sólo la parte superior de la biozona, caracterizada por la gran abundancia de formas correspondientes a la especie índice. A esta parte de la biozona le correspondería una edad Coniaciense superior – Santoniense inferior, según Hardenbol *et al.* (1998a) y Robaszynski *et al.* (2000).

Esta biozona comprende la parte inferior de la unidad Coniaciense *p.p.* – Santoniense y sólo aparece representada en los afloramientos localizados al sur de la denominada Franja Anómala. En la sección en la que la biozona está mejor representada es en Maimó, donde se ha reconocido la parte inferior de la biozona (enmarcada en la parte superior de la unidad Turoniense) y la parte superior (enmarcada ya en la parte inferior de la unidad Coniaciense *p.p.* – Santoniense). Ambas partes de la biozona están separadas por una discontinuidad que abarca la parte superior del Turoniense y gran parte del Coniaciense.

Biozona de *Dicarinella asymetrica* Biozona de rango total que se caracteriza por la presencia de la especie *Dicarinella asymetrica* (SIGAL, 1952). Esta especie suele ir acompañada por gran parte de las especies de la biozona anterior como *D. concavata* (BROTZEN, 1934), *D. primitiva* (DALBIEZ, 1955), *M. coronata* (BOLLI, 1945), *M. pseudolinneiana* PESSAGNO, 1967, *M. renzi* (GANDOLFI, 1942) y *M. schneegansi* (SIGAL, 1952), así como abundantes formas de los géneros *Globigerinelloides* y *Hedbergella*. Sin embargo, algunas de las especies que eran bastante comunes en la biozona anterior no aparecen en esta biozona. Este sería el caso, por ejemplo, de *Dicarinella hagni* (SCHEIBNEROVA, 1962). Hacia la parte superior de la biozona tiene lugar un cambio muy importante en las faunas de foraminíferos planctónicos: empiezan a aparecer las primeras especies de los géneros *Contusotruncana*, *Globotruncana*, *Globotruncanita* y *Rugoglobigerina* — *Contusotruncana fornicata* (PLUMMER, 1931), *Globotruncana arca* (CUSHMAN, 1926), *G. bulloides* VOGLER, 1941, *G. linneiana* (D'ORBIGNY, 1939), *G. mariei* BANNER Y BLOW, 1960, *G. orientalis* EL NAGGAR, 1966, *Globotruncanita elevata* (BROTZEN, 1934) y *G. stuartiformis* (DALBIEZ, 1955) —, que poco a poco comenzarán a dominar las asociaciones en detrimento de los géneros que dominaron el Coniaciense y el Santoniense (*Dicarinella* y *Marginotruncana*).

La edad que se le asigna a esta biozona es Santoniense medio a superior (según Hardenbol *et al.* 1998a), aunque algunos autores (Premoli Silva y Sliter, 1995 y Robaszynski *et al.*, 2000) atribuyen una edad Santoniense terminal a Campaniense basal a la parte más alta de esta biozona.

Esta biozona se ha reconocido para todo el sector analizado, pero muestra diferente desarrollo y comprende unidades litoestratigráficas diferentes dependiendo de la posición de los afloramientos. Así, en los afloramientos localizados al sur de la Franja Anómala, la biozona muestra su mayor desarrollo y se enmarca en la parte superior de la unidad Coniaciense *p.p.* – Santoniense. En los afloramientos situados en la Franja Anómala, en los que la unidad Coniaciense *p.p.* – Santoniense no está representada, se ha reconocido la parte más alta de esta biozona para la parte basal de la Formación Carche.

Donde la biozona tiene su mejor representación es en los afloramientos de Maimó y Jijona I, donde se ha reconocido la biozona completa.

Biozona de *Globotruncanita elevata* Biozona de rango parcial que queda definida inferiormente por la última presencia de la especie *Dicarinella asymetrica* (SIGAL, 1952) y superiormente por la primera presencia de *Globotruncana ventricosa* WHITE, 1928. Junto con la especie índice, esta biozona incluye además: *Archaeoglobigerina blowi* PESSAGNO, 1967 y *Archaeoglobigerina cretacea* (D'ORBIGNY, 1940), *Contusotruncana fornicata* (PLUMMER, 1931) y algunos ejemplares de *C. patelliformis* (GANDOLFI, 1955), numerosas especies del género *Globotruncana* como *G. aegyptiaca* NAKKADY, 1950, *G. arca* (CUSHMAN, 1926), *G. bulloides* VOGLER, 1941, *G. linneiana* (D'ORBIGNY, 1939), *G. mariei* BANNER Y BLOW, 1960, *G. orientalis* EL NAGGAR, 1966 y *G. rosetta* (CARSEY, 1926) abundantes ejemplares de *Globotruncanita stuartiformis* (DALBIEZ, 1955), *Hedbergella holmdelensis* OLSSON, 1964 y *H. monmouthensis* (OLSSON, 1960), escasos especímenes del género *Marginotruncana* como *M. coronata* (BOLLI, 1945), *M. schneegansi* (SIGAL, 1952) y *M. sigali* (REICHEL, 1950), junto con *Pseudoguembelina costulata* (CUSHMAN, 1938) y los géneros *Globigerinelloides*, *Heterohelix*, *Rugoglobigerina* y *Schackoina*.

A esta biozona se le asigna una edad Campaniense inferior – Campaniense medio *p.p.*, de acuerdo con Hardenbol *et al.* (1998a).

La biozona comprende la parte inferior baja de la Formación Carche en los afloramientos localizados en la Franja Anómala y en los afloramientos del Prebético Interno que, localizados al sur de dicha franja, se encuentran más próximas a ella. En los afloramientos localizados más al SE del Prebético Interno y en la parte septentrional del Dominio Subbético, la biozona se enmarca en la parte inferior baja de la formación Aspe.

La biozona tiene su mejor desarrollo en la sección localizada en la Sierra del Maimó, donde está más completa y muestra su mayor espesor. Por el contrario, en la mayor parte de los

aflorescimientos analizados en el sector de Jijona – Busot - Torremanzanas esta biozona no está representada al existir una laguna sedimentaria.

Biozona de *Globotruncana ventricosa* Esta biozona de intervalo se caracteriza por la presencia de la especie nominal, *Globotruncana ventricosa* WHITE, 1928, y por la ausencia de la especie que definirá la siguiente biozona, *Globotruncanella calcarata*. Esta biozona, además de la especie índice, incluye gran parte de las especies de foraminíferos planctónicos reconocidas para la biozona anterior, entre las que destacan, *Archaeoglobigerina blowi* PESSAGNO, 1967, *Archaeoglobigerina cretacea* (D'ORBIGNY, 1940), *Contusotruncana fornicata* (PLUMMER, 1931), *C. patelliformis* (GANDOLFI, 1955), *Globotruncana aegyptiaca* NAKKADY, 1950, *G. arca* (CUSHMAN, 1926), *G. bulloides* VOGLER, 1941, *G. linneiana* (D'ORBIGNY, 1939), *G. mariei* BANNER Y BLOW, 1960, *G. orientalis* EL NAGGAR, 1966, *G. rosetta* (CARSEY, 1926), *Globotruncanella elevata* (BROTZEN, 1934), *G. stuartiformis* (DALBIEZ, 1955), *Hedbergella holmdelensis* OLSSON, 1964, *H. monmouthensis* (OLSSON, 1960), *Marginotruncana coronata* (BOLLI, 1945), *M. schneegansi* (SIGAL, 1952), *M. sigali* (REICHEL, 1950) y *Pseudoguembelina costulata* (CUSHMAN, 1938), junto con los géneros *Heterohelix*, *Rugoglobigerina* y *Schackoina*. Dentro de esta biozona tienen su última presencia todas las especies supervivientes del género *Marginotruncana*, salvo *M. coronata*, que persiste hasta la siguiente biozona, así como otros taxones tienen aquí su primera presencia como, por ejemplo, las especies *Contusotruncana plummerae* (GANDOLFI, 1955), *Globotruncanella havanensis* (VOORWIJK, 1937), *Globotruncanella angulata* TILEV, 1951, *G. pettersi* (GANDOLFI, 1955), *G. stuarti* (DE LAPPARENT, 1918), *G. subspinoso* (PESSAGNO, 1960), *Rugoglobigerina rugosa* (PLUMMER, 1926) y el género *Pseudotextularia*.

También cabe destacar dentro de esta biozona los siguientes foraminíferos microbentónicos: *Gaudryna pyramidata* CUSHMAN, 1926, *Gavelinella becariiiformis* (WHITE, 1928), *Reussella szajnochae* (GRZYBOWSKI, 1896) y *Stensioina pommerana* BROTZEN, 1940, junto con los géneros *Ammodiscus*, *Angulogavelinella*, *Lenticulina*, *Quadriformina* y *Verneulina*.

A esta biozona se le asigna una edad Campaniense medio, de acuerdo con Hardenbol *et al.* (1998a).

Esta biozona corresponde a la parte inferior de la Formación Carche en las áreas situadas en la Franja Anómala y en los sectores más próximos a ella del Prebético Interno y a la parte inferior de la formación Aspe en el resto del área analizada.

La biozona tiene su mejor representación en los sectores localizados más hacia el sureste, destacando las secciones de Foies Blanques y de Caravaca. En el sector de Jijona – Busot – Torremanzanas la biozona o bien muestra un espesor muy reducido o no está representada, debido a la existencia de una discontinuidad.

Biozona de *Globotruncanella calcarata* Esta biozona de rango total está caracterizada por la presencia de la especie índice, *Globotruncanella calcarata* (CUSHMAN, 1927). Incluye la siguiente asociación fósil: Entre los foraminíferos planctónicos, *Archaeoglobigerina blowi* PESSAGNO, 1967, *Archaeoglobigerina cretacea* (D'ORBIGNY, 1940), *Contusotruncana fornicata* (PLUMMER, 1931), *C. patelliformis* (GANDOLFI, 1955), *C. plummerae* (GANDOLFI, 1955), *Globotruncana aegyptiaca* NAKKADY, 1950, *G. arca* (CUSHMAN, 1926), *G. bulloides* VOGLER, 1941, *G. linneiana* (D'ORBIGNY, 1939), *G. mariei* BANNER Y BLOW, 1960, *G. orientalis* EL NAGGAR, 1966, *G. rosetta* (CARSEY, 1926), *Globotruncanella havanensis* (VOORWIJK, 1937), *Globotruncanella calcarata* (CUSHMAN, 1927), *G. pettersi* (GANDOLFI, 1955), *G. stuarti* (DE LAPPARENT, 1918), *G. stuartiformis* (DALBIEZ, 1955), *G. subspinoso* (PESSAGNO, 1960), *Hedbergella holmdelensis* OLSSON, 1964, *H. monmouthensis* (OLSSON, 1960), *Pseudoguembelina costulata* (CUSHMAN, 1938) y *Rugoglobigerina rugosa* (PLUMMER, 1926), junto con los géneros *Globigerinelloides*, *Heterohelix*, *Pseudotextularia*, *Rugoglobigerina* y *Schackoina*. Dentro de esta biozona tiene su última presencia la especie *Marginotruncana coronata* (BOLLI, 1945), única superviviente reconocida de su género. También dentro de esta biozona tiene su última aparición la especie *Globotruncanella elevata* (BROTZEN, 1934). Por otra

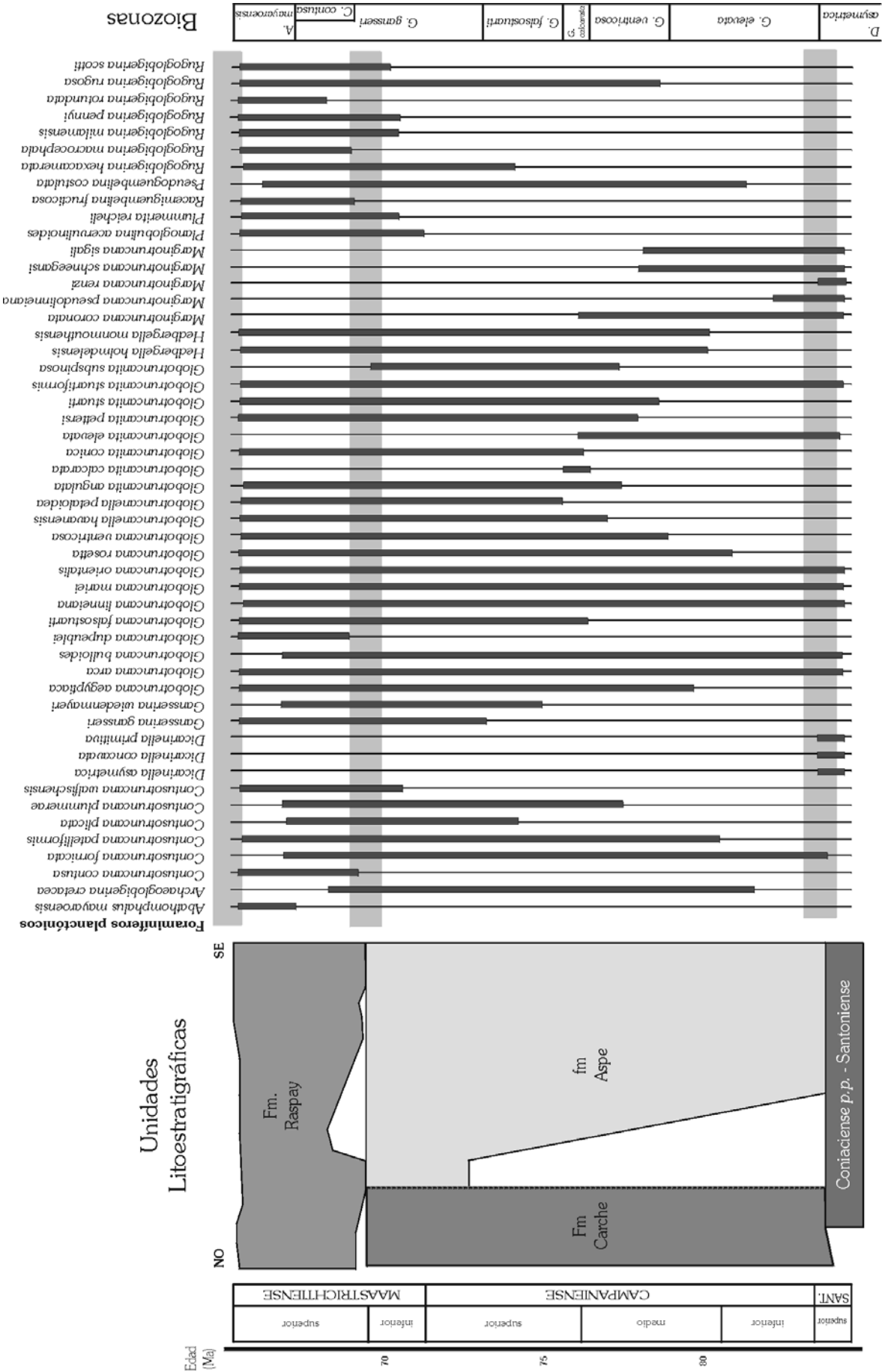


Figura 6.1. Cuadro en el que se resumen las biozonas utilizadas de foraminíferos planctónicos para el Cretácico terminal, con la distribución bioestratigráfica reconocida para cada especie. Las franjas temporales sombreadas corresponden a las tres discontinuidades identificadas para el Cretácico.

parte, dentro de esta biozona tienen su primera aparición nuevas especies, a parte de la especie índice, como: *Contusotruncana plicata* (WHITE, 1928), *Gansserina wiedenmayeri* (GANDOLFI, 1955), *Globotruncanella petaloidea* (GANDOLFI, 1955) y *Globotruncanita conica* (WHITE, 1928).

También incluida en esta biozona se encuentra la siguiente asociación de foraminíferos microbentónicos: *Gaudryna pyramidata* CUSHMAN, 1926, *Reussella szajnochae* (GRZYBOWSKI, 1896) y los géneros *Ammodiscus*, *Angulogavelinella*, *Anomalinoides*, *Cibicidoides*, *Globorotalites*, *Gyroidinoides*, *Lenticulina*, *Neoflabellina*, *Oridorsalis* y *Tritaxia*.

La edad que se interpreta para esta biozona es Campaniense superior bajo, según Hardenbol *et al.* (1998a).

Esta biozona comprende la parte media de la Formación Carche en los sectores más noroccidentales estudiados y la parte media de la formación Aspe en las áreas más surorientales.

Está en general bastante bien representada en todo el área de estudio. Donde más completa se presenta es en la sección de la Sierra del Maigmo.

Esta biozona muestra una importante variación en cuanto a su espesor entre las diferentes secciones estudiadas. Esto podría deberse en gran medida a que, debido a las características de los materiales de esta biozona, su estudio tuvo que centrarse fundamentalmente en el análisis de láminas delgadas, con la consiguiente dificultad en la identificación de los ejemplares de la especie índice, que precisa secciones que corten sus espinas características.

Biozona de *Globotruncana falsostuarti* Se trata de una biozona de rango parcial que queda definida por la presencia de la especie *Globotruncana falsostuarti* (SIGAL, 1952) y la ausencia de las especies que definen la biozona anterior — *Globotruncanita calcarata* (CUSHMAN, 1927) — y la biozona posterior — *Gansserina gansseri* (BOLLI, 1951). La biozona de *G. falsostuarti* incluye una asociación fósil muy similar a la de la biozona precedente, aunque, respecto a ésta, cabe destacar la primera presencia de las especies *Globigerinelloides subcarinatus* (BRÖNNIMANN, 1952) y *Rugoglobigerina hexacamerata* BRÖNNIMANN, 1952.

Cabe destacar también dentro de esta biozona la asociación de foraminíferos microbentónicos, algo más pobre que la de la biozona anterior, formada esencialmente por los géneros *Gaudryna*, *Lenticulina* y *Verneuilina*.

A esta biozona se le asigna una edad Campaniense superior.

Esta biozona se enmarca en la parte superior baja de la Formación Carche, en los afloramientos de la Franja Anómala y de la parte más noroccidental del Prebético Interno, y en la parte superior baja de la formación Aspe, en el resto de los afloramientos analizados.

Para el área analizada, la biozona tiene su mejor representación en las secciones del sector de la Sierra de Aixorta (Prebético Interno) y del sector de Caravaca (Subbético septentrional). Esta biozona se ha reconocido en todas las secciones en las que se ha estudiado este intervalo temporal, salvo en la sección de Torremanzanas, dentro del sector Jijona – Busot – Torremanzanas, donde falta esta biozona debido a la existencia de una laguna estratigráfica.

Biozona de *Gansserina gansseri* Biozona de intervalo delimitada entre la primera presencia de la especie nominal, *Gansserina gansseri* (BOLLI, 1951) y la primera presencia de la especie que definirá la siguiente biozona, *Abathomphalus mayaroensis*. La biozona de *G. gansseri* fue subdividida por Premoli Silva y Sliter (1995) en dos partes, una inferior que mantendría el mismo nombre, y otra superior, la biozona de *Contusotruncana contusa*/*Racemiguembelina fructicosa*, que marcaría ya la entrada en el Maastrichtiense superior. A pesar de que esta subdivisión no se ha seguido en esta memoria, se ha tenido en cuenta la presencia de las especies *Contusotruncana contusa* y *Racemiguembelina fructicosa* como indicadores de la parte más alta de la biozona de *Gansserina gansseri*. De este modo, la parte inferior de la biozona de *Gansserina gansseri* incluye un contenido fósil parecido al de la biozona anterior, salvo por la presencia de la especie índice. Fundamentalmente hacia la parte superior de esta primera parte de la biozona, se observa un cierto cambio en la fauna, con la primera aparición de numerosas especies, entre las que destacan: *Contusotruncana walfischensis* (TODD, 1970), *Globotruncanella pschadae* (KELLER, 1946), *Planoglobulina acervulinoides* (EGGER, 1899),

Plummerita reicheli (BRÖNNIMANN, 1952), *Rugoglobigerina milamensis* SMITH Y PESSAGNO, 1973, *Rugoglobigerina pennyi* BRÖNNIMANN, 1952 y *Rugoglobigerina scotti* (BRÖNNIMANN, 1952). La presencia de *Contusotruncana walfischensis*, junto con la ausencia de especies características del Maastrichtiense superior, se ha tomado como marcador de la parte superior, pero no la más alta de la biozona, con una edad Maastrichtiense inferior. Esta primera parte de la biozona incluye también la siguiente asociación de foraminíferos microbentónicos: *Bolivinoides draco draco* (MARSSON, 1878), *Cibicides beaumontianus* (D'ORBIGNY, 1840), *Marssonella oxycona* (REUSS, 1860), *Reussella szajnochae* (GRZYBOWSKI, 1896), *Stensioina pommerana* BROTZEN, 1940, y los géneros *Anomalinoides*, *Coryphostoma*, *Lenticulina*, *Neoflabellina* y *Oridorsalis*.

Respecto a la parte superior de la biozona de *Gansserina gansseri*, la asociación de foraminíferos planctónicos muestra una composición muy similar a la de la parte inferior de la biozona, pero cuenta con la primera aparición de las siguientes especies: *Contusotruncana contusa* (CUSHMAN, 1926), *Globotruncana dupeublei* CARON, GLEZ. DONOSO, ROBASZYNSKI Y WONDERS, 1984, *Planoglobulina meyerhoffi* SEIGLIE, 1960, *Racemiguembelina fructifera* (EGGER, 1899), *Rugoglobigerina macrocephala* BRÖNNIMANN, 1952 y *Rugoglobigerina rotundata* BRÖNNIMANN, 1952. Esta parte superior de la biozona incluye también una rica asociación de foraminíferos microbentónicos, entre los que cabe destacar: *Bolivinoides draco draco* (MARSSON, 1878), *Cibicides beaumontianus* (D'ORBIGNY, 1840), *Cibicidoides dayi* (WHITE, 1928), *Cibicidoides hyphalus* FISHER, 1969, *Cibicidoides velascoensis* (CUSHMAN, 1925), *Coryphostoma incrassata* (REUSS, 1851), *Dorothia bulleta* (CARSEY, 1926), *Dorothia pupa* (REUSS, 1860), *Eouvierina subsculptura* MCNEILL Y CALDWELL, 1981, *Gaudryna pyramidata* CUSHMAN, 1926, *Gyroidinoides globosus* (HAGENOW, 1842), *Marssonella oxycona* (REUSS, 1860), *Nuttallides truempyi* (NUTTALL, 1930), *Nuttallinella florealis* (WHITE, 1928), *Reussella szajnochae* (GRZYBOWSKI, 1896), *Spiroplectamina spectabilis* (GRZYBOWSKI, 1898), *Stensioina pommerana* BROTZEN, 1940, y los géneros *Anomalinoides*, *Clavulina*, *Glomospira*, *Lenticulina*, *Neoflabellina*, *Oridorsalis*, *Pullenia*, *Quadrinorphina* y *Tritaxia*. En los afloramientos más meridionales esta biozona incluye también ocasionalmente asociaciones de foraminíferos macrobentónicos formadas por: *Navarella joaquina* CIRY Y RAT, *Omphalocyclus macroporus* (LAMARCK), *Siderolites calcitrapoides* LAMARCK, *Lepidorbitoides* sp. y *Orbitoides* sp.

Cabe destacar también para el conjunto de la biozona la presencia de los cefalópodos *Eutrophoceras neubergicus* REDTENBACHER, 1873, *Pachydiscus (Pachydiscus) neubergicus* VON HAUER, 1858 y *Pseudokossmaticeras tencense* SEUNES, 1873, y de los equínidos *Echinocorys cf. darderi* LAMBERT, 1935 y *Echinocorys tencensis* LAMBERT, 1907.

La edad de la parte inferior de la biozona es Campaniense superior a Maastrichtiense inferior, mientras que a la parte superior de la biozona le correspondería ya una edad Maastrichtiense superior.

La parte inferior de la biozona se enmarcaría en la parte superior de la Formación Carche y en la parte superior de la formación Aspe. La parte superior de la biozona correspondería a la parte inferior de la Formación Raspay.

Esta biozona se ha reconocido para toda el área de estudio. Muestra su mejor desarrollo en las secciones del sector de la Sierra de Aixorta (Prebético Interno) y del sector de Caravaca (en la zona septentrional del Subbético), a diferencia del sector de Jijona – Busot – Torremanzanas, donde la biozona muestra su peor desarrollo, faltando en ocasiones gran parte de la biozona por discontinuidad y presentando los menores espesores.

Biozona de *Abathomphalus mayaroensis* Biozona caracterizada por la presencia de la especie nominal, *Abathomphalus mayaroensis* (BOLLI, 1951). Tiene su límite superior en el evento de extinción del final del Cretácico. La biozona incluye una rica asociación fósil, constituida por la mayor parte de los foraminíferos planctónicos descritos para la biozona anterior. Sin embargo, a lo largo de esta biozona se observa una variación importante en las asociaciones de foraminíferos planctónicos. De este modo, la parte inferior y media de la biozona se caracteriza por presentar aún una gran abundancia de formas grandes y ornamentadas, aunque algunas especies van disminuyendo su abundancia relativa, como *Contusotruncana*

patelliformis (GANDOLFI, 1955), *Globotruncana falsostuarti* (SIGAL, 1952) o *G. linneiana* (D'ORBIGNY, 1939), y otras muestran aquí su última presencia: *Contusotruncana fornicata* (PLUMMER, 1931), *C. plicata* (WHITE, 1928), *C. plummerae* (GANDOLFI, 1955), *Globotruncana bulloides* VOGLER, 1941, *Gansserina wiedenmayeri* (GANDOLFI, 1955). La parte más alta de la biozona está caracterizada por una drástica disminución de especies de tamaño medio a grande con caparazones ornamentados, frente al aumento de las formas pequeñas y globosas.

Esta biozona incluye también el siguiente contenido fósil: ricas asociaciones de foraminíferos microbentónicos formadas por *Bolivinooides decoratus* (JONES, 1886), *Bolivinooides delicatulus* (CUSHMAN, 1927), *Bolivinooides draco draco* (MARSSON, 1878), *Bolivinoopsis clotho* (GRZYBOWSKI), *Bulimina trinitatensis* CUSHMAN Y JARVIS 1928, *Cibicides beaumontianus* (D'ORBIGNY, 1840), *Cibicidoides dayi* (WHITE, 1928), *Cibicidoides hyphalus* FISHER, 1969), *Cibicidoides velascoensis* (CUSHMAN, 1925), *Coryphostoma incrassata* (REUSS, 1851), *Coryphostoma midwayensis* (CUSHMAN, 1936), *Dorothia bulleta* (CARSEY, 1926), *Dorothia pupa* (REUSS, 1860), *Eouvigerina subsculptura* MCNEILL Y CALDWELL, 1981, *Gaudryna pyramidata* CUSHMAN, 1926, *Gavelinella beccariiiformis* (WHITE, 1928), *Gyroidinoides globosus* (HAGENOW, 1842), *Marssonella oxycona* (REUSS, 1860), *Nuttallides truempyi* (NUTTALL, 1930), *Nuttallinella florealis* (WHITE, 1928), *Reussella szajnochae* (GRZYBOWSKI, 1896), *Spiroplectammina spectabilis* (GRZYBOWSKI, 1898), *Stensioina pommerana* BROTZEN, 1940, y los géneros *Ammobaculites*, *Ammodiscus*, *Anomalinooides*, *Arenobulimina*, *Clavulina*, *Globorotalites*, *Glomospira*, *Lenticulina*, *Neoflabellina*, *Oridorsalis*, *Pullenia*, *Quadriformina*, *Textularia* y *Tritaxia*, entre otros. Ocasionalmente, en niveles de naturaleza turbidítica, asociaciones de foraminíferos macrobentónicos constituidas por *Navarella joaquinii* CIRY Y RAT, *Omphalocyclus macroporus* (LAMARCK), *Siderolites calcitrapoides* LAMARCK, *Lepidorbitoides* sp. y *Orbitoides* sp. Dentro de esta biozona se ha reconocido también una asociación de cocolitos que se incluye en la zona de nannofósiles calcáreos CC26a de Perch-Nielsen (1985).

La edad que se estima para esta última biozona del Cretácico es Maastrichtiense superior alto.

Esta biozona corresponde con la parte superior de la Formación Raspay para todo el sector estudiado.

Su mejor representación se encuentra en las secciones de los sectores de la Sierra de Aixorta y de Aspe (Prebético Interno) y en el sector de Caravaca (Subbético), mientras que, al igual que para las biozonas anteriores, la peor representación de esta biozona se encuentra en el sector de Jijona – Busot – Torremanzanas, donde o no aparece o está muy reducida. En la mayor parte de las secciones estudiadas falta la parte superior de la biozona, debido a la existencia de una discontinuidad de diferente duración dependiendo del sector en cuestión. Sin embargo, el tránsito entre el Cretácico y el Paleógeno tiene una gran continuidad sedimentaria en algunos de los afloramientos más meridionales (Agost, Caravaca).

En el caso de los depósitos del Terciario habría que diferenciar dos metodologías de estudio diferentes dependiendo del ambiente de sedimentación: por un lado, los depósitos de ambientes marinos someros de plataforma interna, y por otro, los medios marinos abiertos de carácter hemipelágico. En el primero de los casos, el estudio bioestratigráfico se centró en las asociaciones de foraminíferos macrobentónicos, aplicando la biozonación propuesta por Serra-Kiel *et al.* (1998) (SBZ *Shallow Benthic Zones*). Para el caso de los depósitos marinos abiertos, los análisis bioestratigráficos se basaron en las asociaciones de foraminíferos planctónicos, siguiéndose la biozonación propuesta por Pujalte *et al.* (1994).

Mediante el estudio de los foraminíferos macrobentónicos se han reconocido las siguientes biozonas (ver fig. 6.2):

Biozona SBZ 2 Biozona mal caracterizada en esta zona de estudio que queda definida por la presencia de los siguientes taxones: *Kathina* sp., *Miscellanea* sp., *Neorotalia* sp. y *Pseudomiscellanea primitiva* (RAHAGHI, 1983).

A esta primera biozona reconocida de foraminíferos macrobentónicos se le asigna una edad Selandiense (Paleoceno medio).

Esta biozona correspondería a la parte inferior no basal de la formación La Alberquilla. Sólo se ha reconocido en el sector más noroccidental del área estudiada, en los afloramientos de la Franja Anómala (S^a del Carche), y su mejor desarrollo puede observarse en la sección de la Cueva del Cachorro localizada en dicha Sierra del Carche.

Biozona SBZ 3 Esta biozona queda caracterizada por el rango bioestratigráfico de los siguientes foraminíferos: *Coskinon rajkae* HOTTINGER Y DROBNE, 1980, *Cribrobulimina carniolica* HOTTINGER Y DROBNE, 1980, *Cuvillierina sireli* INAN, 1988, *Discocyclina seunesi* (DOUVILLÉ, 1922), *Kathina subsphaerica* SIREL, 1972, *Lockhartia haimeii* (DAVIES, 1931), *Miscellanea juliette* LEPPIG, *Nummulites heberti* MUNIER – CHALMAS, 1884, *Orbitoclypeus schopeni ramaraoui* (SAMANTA, 1967), *Pseudomiscellanea primitiva* (RAHAGHI, 1983) y *Thalmannita madrugensis* (CUSHMAN Y BERMÚDEZ, 1947). Esta biozona muestra, respecto a la biozona anterior, un importante aumento en la diversidad y en la abundancia de las especies de foraminíferos macrobentónicos.

La edad que se atribuye a esta biozona es Thanetiense inferior (Paleoceno superior bajo). Esta SBZ 3 se enmarcaría en la parte media de la formación La Alberquilla. Al igual que la biozona anterior, ésta solo se ha reconocido en los afloramientos localizados en la Franja Anómala y su punto óptimo de observación es también la sección de la Cueva del Cachorro (S^a del Carche).

Biozona SBZ 4 Biozona definida por la presencia de las siguientes especies: *Assilina azilensis* (TAMBAREAU, 1966), *Assilina yvetteae* SCHAUB, 1981, *Cribrobulimina carniolica* HOTTINGER Y DROBNE, 1980, *Cuvillierina sireli* INAN, 1988, *Daviesina garumnensis* TAMBAREAU, 1972, *Glomalveolina levis* (HOTTINGER, 1960), *Hottingerina lukasi* DROBNE, 1975, *Idalina sinjarica* GRIMSDALE, 1952, *Kathina subsphaerica* SIREL, 1972, *Lacazina blumentali* REICHEL Y SIGAL, 1969, *Miscellanea aff. yvetteae* LEPPIG, 1988, *Miscellanea meandrina* (CARTER, 1861), *Nummulites catari* TOSQUELLA Y SERRA-KIEL y *Orbitoclypeus schopeni ramaraoui* (SAMANTA, 1967).

A esta biozona le corresponde una edad Thanetiense superior (Paleoceno superior alto). Correspondería con el litosoma que constituye la parte superior de la formación La Alberquilla. La biozona sólo se ha reconocido en la Sierra del Carche y, de nuevo, donde muestra su mejor desarrollo es en la sección de la Cueva del Cachorro.

Biozona SBZ 5 Definida en la zona de estudio por la distribución bioestratigráfica de la especie *Daviesina tenuis* (TAMBAREAU, 1967).

La edad que se interpreta para esta biozona es Llerdiense inferior (Paleoceno terminal – Eoceno inferior bajo).

Esta biozona se enmarcaría en la parte inferior de la formación Pinoso. Su punto óptimo de observación correspondería a la sección de la Cueva del Cachorro (S^a del Carche).

Basándose en el análisis de las asociaciones de foraminíferos planctónicos se han diferenciado las siguientes biozonas (ver fig. 6.2):

Biozona de *Parasubbotina pseudobulloides* Esta biozona, caracterizada por la aparición de la especie índice *Parasubbotina pseudobulloides* (PLUMMER, 1926), es la primera biozona de foraminíferos planctónicos que se ha identificado en el área de estudio. El hecho de que no se haya reconocido la primera biozona del Terciario (biozona de *Guembelitra cretacea* y *Parvularugoglobigerina longiapertura*) en el área de estudio se debe probablemente a un problema de muestreo o de tratamiento de las muestras, aunque esta biozona ha sido citada por diferentes autores en algunas de las secciones más meridionales del sector estudiado (Agost y Caravaca: p. ej. Canudo *et al.* 1991; Pardo *et al.* 1996; Molina *et al.* 1996, Arenillas y Molina, 1997; Arz *et al.* 2000).

A la biozona de *P. pseudobulloides* se le atribuye una edad Daniense inferior no basal (Paleoceno inferior bajo) en función de las especies representadas y de la correlación con la biozonación de Berggren y Norris (1997).

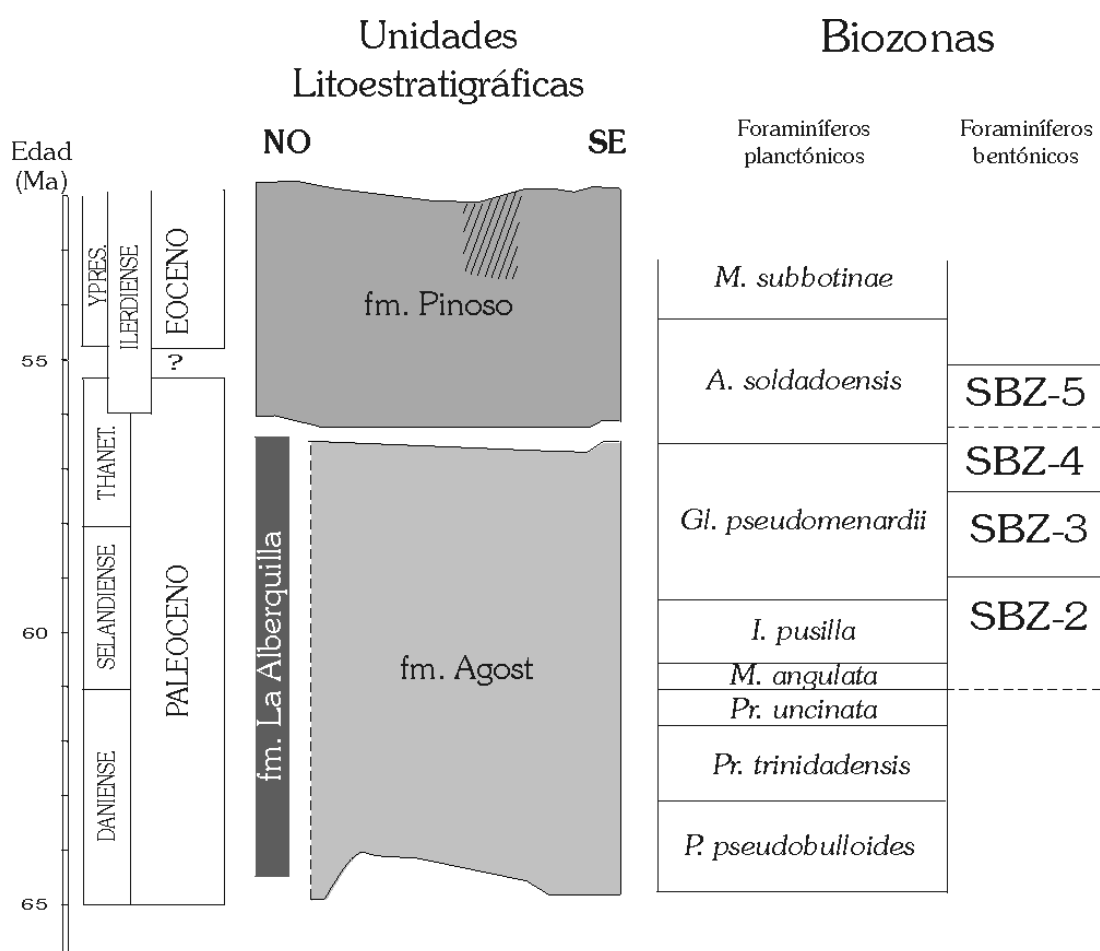


Figura 6.2. Cuadro resumen de las biozonas de foraminíferos planctónicos y de foraminíferos macrobentónicos reconocidas para el Terciario.

Correspondería a la parte inferior baja de la formación Agost. Esta biozona sólo se ha reconocido con seguridad en las secciones de Agost y Caravaca. Para el resto de las secciones o bien no afloran los materiales correspondientes a ese rango temporal o bien no quedaron registrados por el desarrollo de una discontinuidad. Donde la biozona tiene su mejor representación es en el sector de Caravaca (Subbético).

Biozona de *Praemurica trinidadensis* Biozona delimitada entre la primera aparición de la especie que da nombre a la biozona, *Praemurica trinidadensis* (BOLLI, 1957), y la primera aparición de la especie índice de la siguiente biozona, *Praemurica uncinata* (BOLLI, 1957).

La edad de la biozona es Daniense superior (Paleoceno inferior medio a alto), edad que se obtiene a partir de la distribución bioestratigráfica de las especies representadas y de la correlación con la biozonación propuesta por Berggren y Norris (1997).

Esta biozona vendría a corresponder con la parte inferior de la formación Agost. Como en el caso de la biozona anterior, esta biozona sólo se ha reconocido en aquellos afloramientos situados en el Prebético Interno más meridional y en el Subbético. El mejor punto de observación de esta biozona sería la sección de Caravaca, donde la biozona muestra el mayor desarrollo.

Biozona de *Praemurica uncinata* Biozona comprendida entre la primera aparición de la especie índice, *Praemurica uncinata* (BOLLI, 1957), y la primera aparición de *Morozovella angulata* (WHITE, 1928).

A esta biozona se le asigna una edad Daniense superior alto (Paleoceno inferior alto), basándose en el rango de distribución de las especies presentes y en la correlación con la biozonación de Berggren y Norris (1997).

La biozona de *Praemurica uncinata* se enmarcaría en la parte media de la formación Agost. Al igual que las biozonas previas, solamente se ha reconocido en las áreas más meridionales del sector estudiado (en el Prebético Interno meridional y en el Subbético). Nuevamente, la sección donde la biozona está mejor representada es la de Caravaca (Subbético).

Biozona de *Morozovella angulata* Biozona delimitada inferiormente por la primera aparición de *Morozovella angulata* (WHITE, 1928) y superiormente por primera aparición de *Igorina pusilla* (BOLLI, 1957).

La edad que se le asigna a la biozona es Selandiense inferior (Paleoceno medio bajo), en función de los rangos de distribución de las especies representadas en la biozona y mediante la correlación con las biozonas establecidas por Berggren y Norris (1997).

La biozona correspondería con la parte media-alta de la formación Agost. Esta biozona se ha reconocido únicamente en los sectores más meridionales del área de estudio, esto es, el Prebético Interno meridional y el Subbético. En los sectores más septentrionales (Franja Anómala), el intervalo temporal correspondiente a esta biozona está representado por la parte inferior de la biozona de foraminíferos macrobentónicos SBZ 2. El espesor de la biozona de *M. angulata* es bastante reducido en general dentro del área de estudio, siendo Alfaz del Pi la sección donde tiene un desarrollo mayor.

Biozona de *Igorina pusilla* Biozona definida basalmente por la primera aparición de *Igorina pusilla* (BOLLI, 1957) y superiormente por la primera aparición de *Globanomalina pseudomenardii* (BOLLI, 1957).

La edad correspondiente a esta biozona es Selandiense medio (Paleoceno medio), atendiendo a la distribución bioestratigráfica de las especies presentes y a la correlación con la biozonación de Berggren y Norris (1997).

Esta biozona se enmarcaría en la parte alta de la formación Agost. De los afloramientos que cubren el intervalo temporal representado por esta biozona, sólo se ha reconocido en la sección de Caravaca. Hacia los sectores más septentrionales del sector (Franja Anómala), esta biozona se correlacionaría, aproximadamente, con la parte media de la biozona SBZ 2 de foraminíferos macrobentónicos.

Biozona de *Globanomalina pseudomenardii* Esta biozona está delimitada entre la primera aparición de la especie índice, *Globanomalina pseudomenardii* (BOLLI, 1957), y la primera aparición de *Acarinina soldadoensis* (BRÖNNIMANN, 1952).

Se le estima una edad Selandiense superior a Thanetiense medio (Paleoceno medio alto a Paleoceno superior medio), basándose en la información bioestratigráfica de las especies presentes y en la correlación con las biozonas de Berggren y Norris (1997).

La biozona de *Globanomalina pseudomenardii* se enmarcaría en la parte más alta de la formación Agost. Esta biozona sólo se ha reconocido en el sector de Caravaca. En la Franja Anómala, este intervalo temporal está representado por la parte más alta de la biozona SBZ 2, por la biozona SBZ 3 y la biozona SBZ 4 (en facies de plataforma somera).

Biozona de *Acarinina soldadoensis* Biozona comprendida entre la primera aparición de *Acarinina soldadoensis* (BRÖNNIMANN, 1952) y la primera aparición de *Morozovella subbotinae* MOROZOVA, 1939.

Su edad es Thanetiense superior a Ilerdiense inferior (Paleoceno superior terminal a Eoceno inferior).

Esta biozona correspondería a la parte inferior de la formación Pinoso. Esta formación muestra unas características muy similares en toda el área de estudio e incluye tanto foraminíferos planctónicos como foraminíferos bentónicos. Es por ello que para esta unidad litoestratigráfica se han podido reconocer biozonas basadas en ambos grupos fósiles. Para el Prebético Interno y para el sector de Caravaca (Subbético), se ha reconocido la biozona de foraminíferos planctónicos de *Acarinina soldadoensis* (y la biozona de *M. subbotinae* para la

parte más alta de la unidad) y para los afloramientos de la Franja Anómala la biozona de macroforaminíferos bentónicos SBZ 5. La sección donde la biozona de *Acarinina soldadoensis* muestra su mejor desarrollo es la de Aspe.

Biozona de *Morozovella subbotinae* Biozona definida por la primera aparición de la especie índice, *Morozovella subbotinae* MOROZOVA, 1939.

Esta biozona, a la que se le asigna una edad Eoceno inferior, se enmarcaría en la parte superior de la formación Pinoso. Sólo ha sido reconocida en una de las secciones, la sección de Aspe, en el Prebético Interno meridional, aunque sólo está representada la parte inferior de la biozona al quedar limitada la serie por una falla.

6.2. Eventos mayores en la evolución de la cuenca. Factores de control.

En el área de estudio y para el intervalo temporal analizado se ha reconocido el desarrollo de sucesivos eventos con carácter más o menos isócrono para toda el área, que provocaron importantes modificaciones en la geometría de la cuenca, con la consiguiente reestructuración de los ambientes de depósito. Estos eventos pueden quedar reflejados en el registro sedimentario por el desarrollo de discontinuidades, por cambios de tendencia, por depósitos de tipo caótico y/o por extinciones biológicas.

A continuación se describirán brevemente las características de cada uno de los principales eventos reconocidos, analizando los cambios que llevó asociados en los diferentes sectores del área de estudio y sus factores de control.

Evento del Santoniense terminal (Campaniense basal) (85-83 M.a.)

Se trata de un evento tectónico de carácter regional que puede quedar marcado por una discontinuidad. Ésta, en aquellos puntos donde el hiato es menor, separa los materiales marinos hemipelágicos de edad Santoniense de los materiales, también de carácter hemipelágico, del Santoniense terminal o del Campaniense basal.

El evento provocó los siguientes cambios en el marco de la cuenca:

- Aumento moderado en el contenido en terrígenos de los materiales supra-discontinuidad en relación a los infrayacentes. Esto estaría indicando una reactivación del área fuente.

- Aumento batimétrico reconocido en todo el sector, salvo en el sector de Jijona – Busot – Torremanzanas, donde se registra una ligera somerización.

- Reestructuración de la paleogeografía de la cuenca y cambio en los ambientes de sedimentación. Se observa un notable cambio en los ambientes de depósito: Áreas emergidas y sin depósito durante el gran parte del Cretácico Superior (Franja Anómala) pasan durante el Santoniense terminal y Campaniense a tener una sedimentación marina abierta y relativamente profunda de plataforma externa. También dentro del Prebético Interno (fundamentalmente en el sector de Jijona – Busot – Torremanzanas) se han reconocido pequeñas modificaciones paleogeográficas.

En el sector más noroccidental estudiado, correspondiente a la Franja Anómala, se recupera la sedimentación durante el Santoniense terminal (parte más alta de la biozona de *Dicarinella asymetrica*), tras un largo periodo de exposición subaérea. La reanudación de la sedimentación estuvo asociada probablemente a un reajuste de bloques que dio lugar a la instalación en este sector de una plataforma externa carbonatada que recibía aportes de terrígenos de grano muy fino (Fm. Carche).

En los sectores del Prebético Interno localizados más próximos a la Franja Anómala, tras el desarrollo de una discontinuidad que llevó en ocasiones asociados depósitos de gravedad de tipo *debris flow*, la sedimentación continuó en un medio marino hemipelágico carbonático a mixto (Fm. Carche), similar al que reinó durante la etapa sedimentaria previa al evento, pero a batimetrías ligeramente superiores y con mayores aportes de terrígenos. En estas áreas, en los puntos de menor laguna estratigráfica, los materiales inmediatamente infrayacentes a la discontinuidad han sido datados como Santoniense superior (biozona de *D. asymetrica*), mientras que los primeros niveles sobre la discontinuidad arrojan ya una edad Campaniense

inferior (biozona de *G. elevata*), sin poderse afirmar si la base del Campaniense se encuentra o no representada.

El sector de Jijona – Busot – Torremanzanas registró un comportamiento bastante diferente al resto en relación a este evento. Este sector quedó elevado respecto a las áreas adyacentes, con muy escasa o nula sedimentación durante el final del Santoniense y gran parte a la totalidad del Campaniense, desarrollándose una discontinuidad sedimentaria de duración muy variable, que suele estar representada por uno o varios *hardgrounds* sucesivos, intensamente ferruginizados y con finas laminaciones estromatolíticas de tipo pelágico, ricas en fosfatos y con abundante glauconita (fig. 6.3). La sedimentación se fue reanudando durante el Campaniense inferior (biozona de *G. elevata*) a Maastrichtiense inferior (parte inferior – media de la biozona de *G. gansseri*), en un medio marino hemipelágico carbonático a mixto (fm. Aspe), algo más somero y que recibía mayores proporciones de terrígenos que el desarrollado durante la etapa Coniaciense – Santoniense.

En el resto del Prebético Interno y en el Subbético, la sedimentación continuó a lo largo del Santoniense superior – Campaniense en un medio marino hemipelágico (fm. Aspe), que en relación al evento del final del Santoniense experimentó un ligero aumento batimétrico y un leve incremento en la llegada de terrígenos de grano fino.

Esta reestructuración del final del Santoniense estuvo relacionada con la reactivación de fallas que dieron lugar a movimientos relativos entre bloques.

La discontinuidad regional del Santoniense terminal reconocida para este sector ha sido identificada también en otros puntos de las Béticas (Prebético Externo: Martín-Chivelet *et al.* 2002; Subbético: Reicherter y Pletsch, 2000) y en otras cuencas de Iberia (Vasco-Cantábrica; Pirineos; Ibérica, p. ej. Floquet, 1991; Gräfe, 1994).

El evento tectónico que dio como resultado el desarrollo de esta discontinuidad regional pudo estar directamente relacionado con los grandes cambios a nivel geodinámico que experimentó la Placa Ibérica hacia el final del Santoniense – principio del Campaniense. Estos cambios fueron: el cese de la apertura del Golfo de Vizcaya, que tuvo lugar, de acuerdo con Srivastava y Tapscott (1986), entorno a los 84 M.a.; el inicio de la convergencia oblicua entre Iberia y el margen suroeste de Europa (Ziegler, 1988); el emplazamiento de los primeros mantos en Pirineos (Puigdefábregas y Souquet, 1986); el cambio, según De Jong (1990), en el polo de rotación de la placa ibero-africana entorno a los 83 M.a.; y el levantamiento generalizado de la Cuenca Ibérica (Alonso *et al.* 1993).

Evento del Maastrichtiense medio (70-69 M.a.)

El evento del Maastrichtiense *medio* puede estar reflejado por el desarrollo de una discontinuidad de carácter regional, que suele representar una laguna sedimentaria de corta duración en el área de estudio. La discontinuidad del Maastrichtiense *medio* separa los materiales marinos abiertos esencialmente calizos de edad Maastrichtiense inferior de las margas y margocalizas del Maastrichtiense superior.

En relación con el evento del Maastrichtiense *medio* se han reconocido diferentes aspectos dentro del área analizada:

- Aumento marcado a muy acentuado en la entrada de terrígenos en los depósitos posteriores al evento respecto a los materiales infrayacentes, en relación a una nueva e intensa reactivación del área fuente.

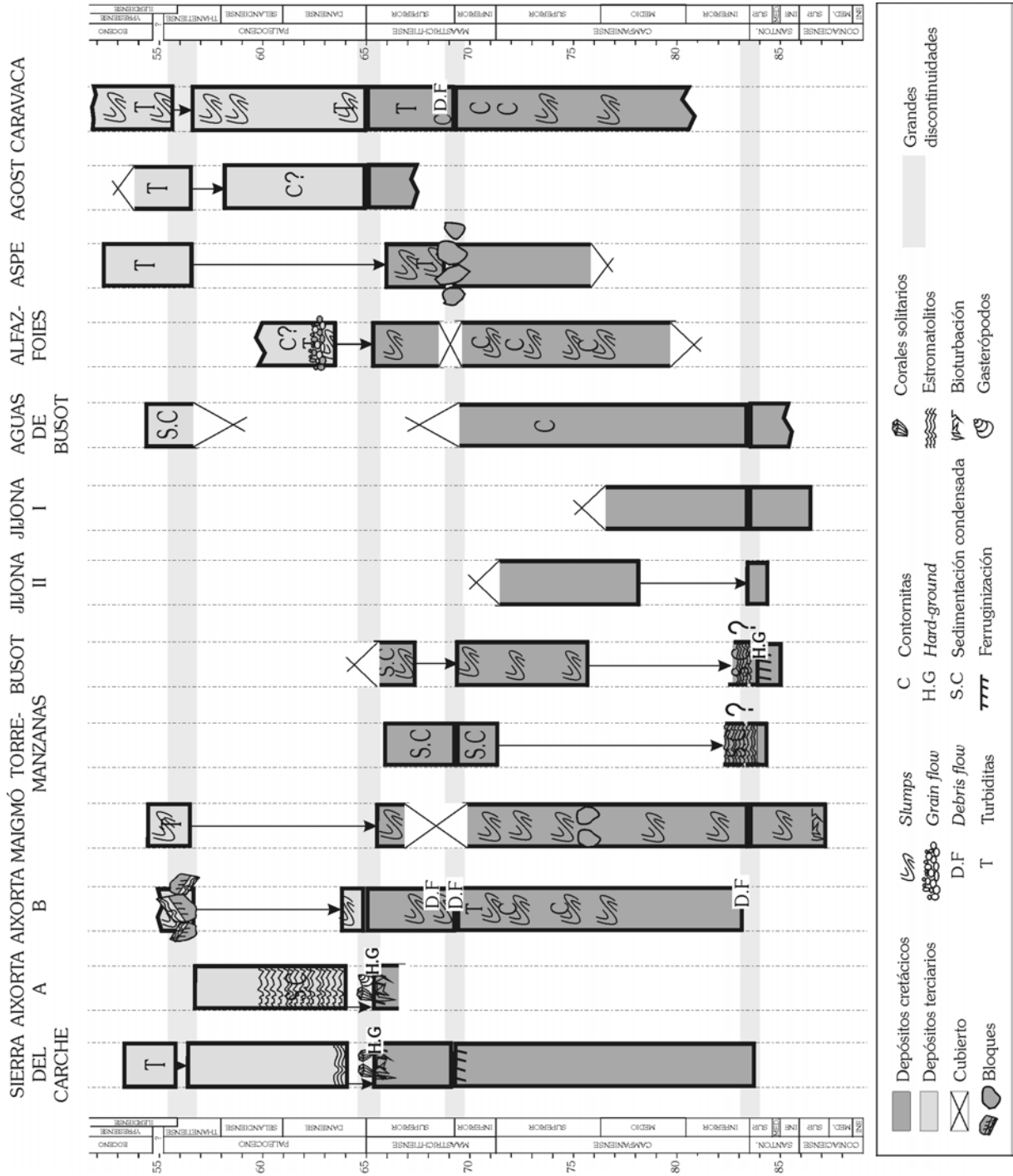
- Aumento de la inestabilidad tectónica.

- Cese paulatino de la actuación sobre los fondos marinos de corrientes de contorno que habían funcionado durante la parte superior del Campaniense y el Maastrichtiense inferior en diferentes puntos del Prebético Interno y en el Subbético.

- Aumento batimétrico reconocido para todo el sector.

- Nueva reestructuración paleogeográfica de la cuenca, con el consiguiente cambio en los medios de sedimentación.

Figura 6.3. Esquema en el que se han resumido los principales eventos registrados en cada una de las secciones analizadas. Las franjas sombreadas corresponderían a las cuatro grandes discontinuidades reconocidas.



En toda el área analizada, el evento quedó marcado por una discontinuidad que puede estar representada por una superficie ferruginizada, asociada a una ralentización y/o parada en la sedimentación (Fanja Anómala), o puede llevar asociadas importantes evidencias de actividad tectónica sinsedimentaria, como fallas inversas, *slumps* que tapizan la discontinuidad y olistolitos que se apoyan sobre la discontinuidad y que quedan englobados en los primeros metros de la unidad suprayacente, y desarrollo de *debris flows* (Prebético Interno y sector analizado del Subbético) (fig. 6.3). La laguna sedimentaria representada por la discontinuidad en esta área es bastante breve, ya que, en todos los afloramientos estudiados, los depósitos situados inmediatamente por debajo de la discontinuidad han sido datados como Maastrichtiense inferior (parte media de la biozona de *G. gansseri*), y los que se apoyan sobre la discontinuidad como Maastrichtiense superior (parte más alta de la biozona de *G. gansseri* o biozona de *A. mayaroensis*) (Chacón y Martín-Chivelet, 2001b y 2002). Tras el evento, la sedimentación continuó en una plataforma externa mixta a medio marino hemipelágico mixto (Fm. Raspay), algo más profundo, más inestable y con aportes marcadamente superiores de terrígenos de grano fino, en relación a los sistemas marinos abiertos desarrollados en la etapa previa al evento.

Los cambios reconocidos en el área de estudio en relación al evento estuvieron relacionados probablemente con una nueva reactivación de las fallas y reorganización de bloques.

Dado que todos estos cambios parecen estar asociados con una reorganización de bloques, éstos podrían estar relacionados con un evento tectónico de carácter compresivo (Chacón y Martín-Chivelet, 2001a). El hecho de que esta discontinuidad muestre en unos afloramientos un mayor desarrollo se debería a que los procesos regionales que originaron la discontinuidad se vieron acentuados por la actuación de procesos locales.

Esta discontinuidad del Maastrichtiense *medio* descrita en este sector de las Béticas ha sido también reconocida en áreas algo más marginales de la Cuenca Bética (Prebético Externo: p.ej. Martín-Chivelet, 1992) y otros dominios de Iberia (p.ej.: Alonso *et al.* 1987; Floquet, 1991).

El evento que dio como resultado esta discontinuidad y los procesos asociados estaría relacionado con la evolución geodinámica que experimentaba la Placa Ibérica durante este intervalo. Para este periodo, amplios sectores de la Cordillera Ibérica quedaron emergidos, como resultado de movimientos tectónicos que prosiguieron con el levantamiento del área (p. ej. Alonso *et al.*, 1987).

Evento del Maastrichtiense – Daniense (K/T) (67-64 M.a.) y bioeventos del tránsito Cretácico - Terciario

El tránsito entre el Maastrichtiense y el Daniense tiene un registro muy completo en algunos sectores del área estudiada. Dos ejemplos de ello son la sección de Agost, en el Prebético Interno meridional, y la de Caravaca (Subbético), que gracias a sus excelentes condiciones de afloramiento se han convertido en cortes clásicos de referencia para el estudio del límite K/T (Canudo *et al.*, 1991; Pardo *et al.*, 1996, Molina *et al.*, 1998, Arz *et al.* 2000, entre otros). Sin embargo, en la mayor parte del sector analizado, los depósitos del Maastrichtiense quedan separados de depósitos más recientes por una discontinuidad de variable duración. Esta discontinuidad separa los depósitos del Maastrichtiense terminal de la Fm. Raspay de los depósitos marinos abiertos de edad Paleoceno no basal. Estos últimos muestran diferentes litologías dependiendo de las áreas consideradas. Así, en las secciones más noroccidentales (Fanja Anómala), están constituidos por calizas de plataforma externa, que dan paso rápidamente en la vertical a calizas de plataforma interna carbonatada, de la fm. La Alberquilla. En el resto del sector, los materiales paleocenos están constituidos por las margas a margocalizas hemipelágicas de la fm. Agost.

En relación con el evento tectónico del Maastrichtiense / Daniense se han reconocido los siguientes aspectos para este sector:

- Cambio litológico en los sectores más noroccidentales: la sedimentación carbonatada recupera su papel principal, frente a una marcada disminución en la entrada de terrígenos. Hacia sectores más abiertos de la cuenca, continua la sedimentación rica en terrígenos.

-Evoluciones batimétricas opuestas en diferentes sectores. Hacia los sectores más noroccidentales se ha reconocido una disminución de la batimetría, mientras que en la mayor parte del área de estudio se ha reconocido un incremento batimétrico asociado al evento. Estas evoluciones opuestas estarían apuntando un origen tectónico, más que eustático, de la discontinuidad.

En el sector noroccidental (Franja Anómala) y áreas adyacentes del Prebético Interno, en relación al evento del Maastrichtiense – Daniense, tuvo lugar una ralentización y parada en la sedimentación, que dio como resultado el desarrollo de *hardgrounds* intensamente mineralizados, bioturbados, perforados, ferruginizados y colonizados por organismos bentónicos, que en ocasiones muestran finas laminaciones estromatolíticas pelágicas ricas en fosfatos y en glauconita (Vera y Martín-Algarra 1994; Chacón y Martín-Chivelet, 1999).

Posteriormente, dentro ya del Paleoceno inferior no basal, se fue recuperando la sedimentación. En la Franja Anómala, el depósito tuvo lugar en medios de plataforma carbonatada que oscilaron entre la plataforma externa proximal y la plataforma interna, registrándose una sustancial disminución batimétrica y una importante reducción en la entrada de terrígenos frente a los depósitos maastrichtienses. En el resto del área la sedimentación se dio en medios hemipelágicos ricos en terrígenos de grano muy fino, a batimetrías ligeramente superiores que las descritas para el Maastrichtiense.

La laguna sedimentaria asociada a la discontinuidad Maastrichtiense – Daniense abarca la parte más alta del Maastrichtiense (faltando la parte más alta de la biozona de *Abathomphalus mayaroensis*) y el Paleoceno basal.

En conjunto, estos cambios descritos indicarían que la discontinuidad del Maastrichtiense / Daniense se desarrolló como resultado de un nuevo evento tectónico que provocó una nueva reestructuración de la cuenca y de sus ambientes de depósito.

La discontinuidad entre el Cretácico y el Terciario ha sido reconocida en diversos puntos de la Cordillera Bética y fuera de la misma (Company *et al.*, 1982; Martín-Chivelet, 1992; Gräfe, 1994; Apellaniz *et al.*, 1997; Arenillas *et al.*, 1998).

El episodio tectónico que marcó el límite superior del Cretácico estuvo directamente relacionado, al igual que los descritos para las discontinuidades anteriores, con los eventos tectónicos regionales que se enmarcan dentro de la evolución de la cuenca sedimentaria (la paleomargen Bética), que hacia el final del Cretácico inició su etapa como margen convergente.

Hacia el final del Maastrichtiense, se ha reconocido también un bioevento de extinción, marcado por la desaparición de todos los grupos de globotruncánidos, y, en los primeros episodios del Paleoceno, un bioevento de aparición de nuevos grupos de foraminíferos planctónicos globosos de muy pequeño tamaño. Estos bioeventos han sido reconocidos a nivel mundial por otros autores (p. ej. Canudo, 1994; Keller, 1994; Orue-Extrebarria *et al.* 1995; Arenillas y Arz, 1996; Apellániz *et al.* 1997; Abramovich *et al.* 1998; Apellániz, 1998; Molina *et al.* 1998; Arenillas *et al.* 2000; Arz *et al.* 2001, entre otros).

De este modo, al evento tectónico regional del Maastrichtiense – Daniense se superpusieron los efectos del evento global del límite K/T, que permitirían explicar la extinción tan importante que afectó a diferentes organismos hacia el final del Cretácico.

Evento del Thanetiense superior – Ilerdiense (57-56 M.a)

Se trata de un evento tectónico regional que queda marcado en todos los puntos analizados por el desarrollo de una discontinuidad. La laguna sedimentaria asociada a esta discontinuidad varía ligeramente de unos puntos a otros. En los puntos de menor hiato, la discontinuidad separa materiales que han sido datados como Thanetiense superior (biozona de *Globanomalina pseudomenardii*) de depósitos datados como Ilerdiense inferior (biozona de *Acarinina soldadoensis*), faltando la parte más alta del Thanetiense y la parte basal del Ilerdiense.

Asociados al evento del Thanetiense superior - Ilerdiense se han reconocido los siguientes aspectos para el sector estudiado:

-Drástico cambio en las condiciones de depósito: las plataformas internas carbonatadas de la Franja Anómala y los medios marinos hemipelágicos mixtos del resto del sector estudiado son reemplazados por depósitos marinos de plataforma externa mixta con abundantes aportes turbidíticos a medios hemipelágicos.

-Importante entrada de terrígenos de tamaño de grano algo mayor, que se reconoce para toda el área, aunque es mucho más acentuada en los sectores más nororientales. Este aumento en el contenido en terrígenos estaría apuntando hacia una nueva reactivación del área fuente.

-Aumento de la inestabilidad, especialmente en los sectores más meridionales del Prebético Interno y en el Subbético.

-Homogeneización de los medios de sedimentación. A partir del Thanetiense superior – Ilerdiense inferior la sedimentación en toda el área analizada (salvo el sector de Aguas de Busot) estuvo caracterizada por el desarrollo de ambientes marinos abiertos de plataforma externa mixta, muy ricos en siliciclásticos de grano muy fino, con abundantes intercalaciones turbidíticas. Las facies características de este intervalo muestran una gran similitud, presentando ligeras variaciones, fundamentalmente en cuanto a la proporción de intercalaciones turbidíticas y en cuanto al contenido en estas intercalaciones en partículas procedentes de aguas someras.

-Desarrollo generalizado de depósitos turbidíticos en toda el área, salvo en algunos puntos del Prebético Interno, donde se depositaron materiales marinos abiertos condensados (sector de Aguas de Busot).

-Evoluciones batimétricas opuestas en distintos sectores: Mientras que para las áreas más noroccidentales se registra para este intervalo un incremento en la batimetría, para el resto se ha observado una ligera somerización.

El evento del Thanetiense superior - Ilerdiense está marcado en toda el área por un brusco cambio en las condiciones de depósito, reflejado en la entrada de manera generalizada de terrígenos de grano algo más grueso y de restos procedentes de ambientes más someros.

Todos los aspectos citados anteriormente llevan a pensar que la discontinuidad del Thanetiense terminal – Ilerdiense fue el resultado de un importante evento tectónico regional que provocó un nuevo reajuste de la geometría de la cuenca y una homogeneización de los medios de sedimentación.

La discontinuidad del Thanetiense terminal – Ilerdiense descrita en este sector ha sido reconocida también por otros autores (p. ej. Arenillas y Molina, 1997).

De nuevo, este evento tectónico del final del Paleoceno podría relacionarse con los eventos que se estaban produciendo en otros dominios de la Placa Ibérica y adyacentes. Durante el Paleoceno superior tuvo lugar el levantamiento del Macizo Central francés (Ziegler, 1990), que fue precedido por el inicio del desarrollo de las cuencas de *foreland* del Ebro y de Aquitania (Puigdefábregas *et al.* 1986). Estos movimientos en la vertical reflejarían, de acuerdo con Ziegler (1990), el desarrollo de los esfuerzos compresivos relacionados con los primeros episodios de la colisión pirenaica. Durante el Paleoceno terminal – Eoceno tuvo lugar una fase de deformación principal en los Pirineos orientales que dio como resultado en emplazamiento de varios mantos (Montsec y Pedraforca entre ellos) (Vergés y Muñoz, 1990).

Síntesis

Se reconocen cuatro discontinuidades principales de carácter regional, cuyo origen parece estar directamente relacionado con eventos tectónicos regionales que se enmarcarían dentro de la evolución de la paleomargen Bética.

Estas discontinuidades fueron principalmente el resultado de importantes eventos tectónicos regionales, aunque es posible que se solapasen los efectos producidos por las variaciones eustáticas. En el caso de la discontinuidad Maastrichtiense – Daniense debieron superponerse, además, los efectos del evento global del límite K/T.

Estas discontinuidades de carácter regional, producto de episodios tectónicos regionales, pudieron verse acentuadas por la actuación de procesos locales.

Atendiendo a lo observado en el registro estratigráfico, podemos concluir que la sedimentación en este sector de las Béticas durante el intervalo temporal analizado no puede considerarse como un proceso continuo, sino que ésta se vio interrumpida en diferentes momentos por eventos tectónicos, más o menos intensos, que quedaron registrados como variaciones litológicas de diversa intensidad o como paraconformidades/discordancias.

Los eventos tectónicos inferidos están separados entre sí por intervalos temporales de muy diferente duración (comprendidos entre 14 y 5 M.a.) y su periodicidad no parece responder, al menos a la escala temporal a la que se ha trabajado, a un proceso cíclico.

6.3. Grandes unidades

Los depósitos marinos abiertos de edad Santoniense a Eoceno inferior del área de estudio presentan facies muy homogéneas tanto espacial como temporalmente, lo que había dificultado hasta el momento la diferenciación de unidades genéticas. Sin embargo, gracias al estudio bioestratigráfico y sedimentológico detallado de estos depósitos, se han podido reconocer cuatro grandes discontinuidades internas (y otras discontinuidades de menor entidad) que permiten subdividir el registro sedimentario en unidades limitadas por discontinuidades y sus conformidades correlativas. Así, se han reconocido cinco grandes unidades (fig. 6.4) cuyos materiales están relacionados genéticamente y se formaron durante un intervalo de tiempo comprendido entre dos eventos tectónicos que modificaron la geometría de la cuenca y las condiciones de depósito. Estas unidades genéticas son:

- Unidad basal (Coniaciense superior – Santoniense superior alto)
- Unidad 1 (Santoniense terminal a Campaniense basal – Maastrichtiense inferior)
- Unidad 2 (Maastrichtiense superior)
- Unidad 3 (Paleoceno)
- Unidad 4 (Ilerdiense)

Unidad basal

Dado que la presente memoria se centra en el estudio de los depósitos del Cretácico Superior alto (Santoniense terminal a Maastrichtiense) al Eoceno inferior, y la Unidad basal se ha tomado como base de las sucesiones, la descripción de esta primera unidad se va a realizar de una manera menos exhaustiva que el resto de las unidades.

Está representada en el área de estudio por la unidad litoestratigráfica denominada “unidad Coniaciense p.p. – Santoniense”.

Su espesor es bastante variable, oscilando entre aquellos puntos en los que no hay registro de la unidad hasta aquellos otros en los que alcanza varias decenas de metros. Se reconoce en gran parte del área de estudio y muestra unas características muy homogéneas donde aparece: series carbonáticas hemipelágicas, con escasas intercalaciones margosas. Las variaciones regionales son las siguientes:

En los sectores más noroccidentales (Franja Anómala): falta el registro de esta unidad. En este sector más marginal, una laguna sedimentaria de aproximadamente 11 M.a. abarca el Cenomaniense medio y el Santoniense terminal.

En los sectores adyacentes a la Franja Anómala (Maignó-Aixorta): es donde la unidad alcanza su mayor espesor (53 m). Desde estos sectores hacia zonas algo más surorientales, la unidad va disminuyendo su potencia.

En el sector de Jijona – Busot – Torremanzanas, la distribución de esta unidad es bastante compleja y está claramente condicionada por movimientos tectónicos en la vertical heredados de la etapa Cenomaniense – Turoniense. El espesor en este sector es en general bastante reducido no sobrepasando los 13 m. Los puntos en los que alcanza esta potencia máxima para el sector son los más suroccidentales, mientras que, a medida que nos desplazamos

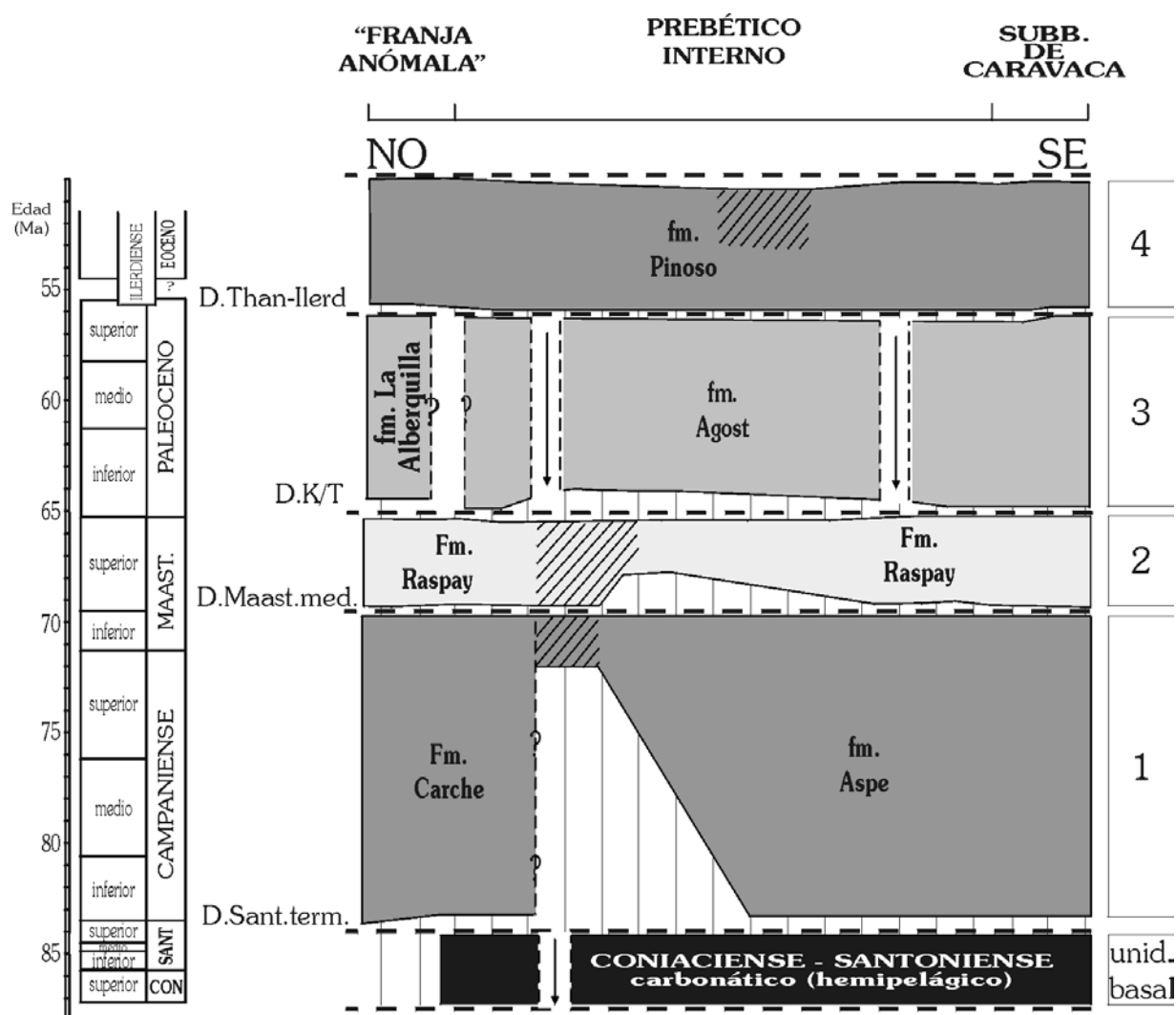


Figura 6.4. Cuadro cronoestratigráfico del Cretácico superior para el área estudiada en el que se muestra la distribución espacial y temporal de las grandes unidades genéticas diferenciadas y de las unidades litoestratigráficas que comprenden y las discontinuidades de carácter regional reconocidas.

hacia áreas más orientales-nororientales, el espesor va disminuyendo hasta ser nulo. En estos últimos puntos sin registro de la Unidad basal, se desarrolló una discontinuidad sedimentaria similar a la reconocida en la Franja Anómala, aunque de mayor duración, abarcando desde el Cenomaniense medio hasta el Maastrichtiense inferior.

En los sectores más surorientales (Prebético más interno y Subbético): esta unidad vuelve a alcanzar espesores mayores, equivalentes a los reconocidos para los sectores próximos a la Franja Anómala.

Edad de la unidad

La edad de la Unidad basal se ha determinado a partir de las asociaciones de foraminíferos planctónicos.

Respecto al límite inferior, en los puntos de menor laguna estratigráfica, los materiales infrayacentes a la Unidad basal han sido datados como Turoniense superior (parte inferior de la biozona de *Dicarinella concavata*) y los metros basales de la Unidad basal muestran una asociación característica del Coniaciense superior a Santoniense inferior (parte superior de la biozona de *D. concavata*).

En cuanto a su límite superior, también en los puntos de menor laguna, el techo de la unidad se ha datado como Santoniense superior alto (a Campaniense basal) (parte superior de la biozona de *Dicarinella asymetrica*) y los primeros metros correspondientes a la Unidad 1 como Campaniense inferior (biozona de *Globotruncanita elevata*).

De este modo, la edad correspondiente al conjunto de la Unidad basal sería Coniaciense superior (Santoniense inferior) – Santoniense superior alto (Campaniense basal).

El depósito de esta unidad estuvo muy condicionado por la paleotopografía heredada como resultado de los movimientos a favor de fallas normales durante el Cenomaniense – Coniaciense *p.p.*, hecho que va ser responsable de que la base de la unidad sea heterócrona. Los mejores ejemplos se encuentran en el sector de Jijona – Busot – Torremanzanas, donde la sedimentación de la Unidad basal dio comienzo durante el Coniaciense superior a Santoniense inferior en las áreas más deprimidas, mientras que en las áreas más elevadas la sedimentación no comenzó hasta el Santoniense medio a superior alto, con desarrollo de depósitos condensados, o incluso no llegó a depositarse.

Límites de la unidad

El límite inferior de la unidad corresponde en todos los puntos analizados con el desarrollo de una discontinuidad a techo de los materiales de edad Turoniense. Esta discontinuidad abarca parte del Turoniense y el Coniaciense inferior y medio, pudiendo prolongarse incluso hasta el Santoniense medio. Sin embargo, en algunos puntos del sector de Jijona – Busot – Torremanzanas, los depósitos de la Unidad basal se apoyan directamente sobre un nivel de brechas que los separa de los materiales del Albiense superior – Cenomaniense inferior. En estos puntos, muy próximos al plano de una falla normal, este nivel de brechas estaría relacionado con depósitos formados a favor de pendiente en el labio elevado de la falla.

El límite superior de la unidad puede estar constituido por una discontinuidad de carácter regional o bien por su conformidad correlativa. En la mayor parte de los afloramientos, el límite superior está representado por la discontinuidad regional del Santoniense terminal (Campaniense basal), que puede quedar marcada por el desarrollo de un *hardground*, por un nivel de *debris flow* y/o por la ausencia de parte o la totalidad de una o varias biozonas. Sin embargo, en otros sectores el límite entre la Unidad basal y la Unidad 1 está marcado únicamente por un moderado aumento en el contenido en terrígenos de la Unidad 1 respecto a la Unidad basal. Este aumento en los terrígenos estaría relacionado con el evento del final del Santoniense que provocó el desarrollo de la discontinuidad en otros puntos.

Ambiente sedimentario

El ambiente de sedimentación interpretado para el conjunto de esta unidad corresponde a un medio marino hemipelágico carbonático, bajo condiciones marinas normales y a profundidades superiores a los 150 m, por debajo de la zona eufótica, que recibía cantidades bajas de terrígenos de grano muy fino. Para estos depósitos se interpreta una tasa de sedimentación entorno a los 13 mm/1000 años. En algunas zonas del sector de Jijona – Busot – Torremanzanas, elevadas en relación a las áreas adyacentes, la sedimentación durante este intervalo fue muy reducida, con desarrollo de un *hardground* muy ferruginizado, rico en glauconita y con laminaciones estromatolíticas pelágicas.

Paleogeografía y evolución

La sedimentación de la Unidad basal estuvo muy controlada por la paleotopografía resultante de la reestructuración geométrica de la cuenca a favor de fallas normales, desarrollada durante el periodo previo Cenomaniense – Turoniense (Coniaciense basal). Esta paleotopografía condicionó que el inicio de la sedimentación de esta unidad no fuese simultáneo en todos los puntos, sino que comenzase antes en los sectores más deprimidos, mientras que las áreas más elevadas permanecieron o bien emergidas o bien bajo las aguas, pero sin sedimentación durante gran parte del intervalo temporal representado por esta Unidad basal.

De este modo, la sedimentación de la Unidad basal dio comienzo durante el Coniaciense superior, con el desarrollo de series de naturaleza carbonática y relativamente potentes, de ambientes marinos hemipelágicos. Mientras esto sucedía en las zonas más deprimidas, las áreas elevadas actuaron como umbrales pelágicos durante la mayor parte de este intervalo. En los sectores más marginales del área de estudio, correspondientes a la Franja Anómala, no quedó

registro de la Unidad basal. Posiblemente esta zona estuvo emergida durante el intervalo considerado.

Unidad 1

Esta unidad está mejor representada en el área de estudio que la Unidad basal. Se ha reconocido en todos los afloramientos en los que se ha analizado este intervalo temporal y muestra espesores mayores y bastante más homogéneos. Sus variaciones regionales son las que se describen a continuación:

En los sectores más noroccidentales (Franja Anómala): la unidad muestra un espesor de 60 m y está representada por la Fm. Carche, en facies de plataforma externa carbonatada, que se apoya directamente sobre las dolomías del Cenomaniense medio de la Fm. Alatoz, tras una importante laguna sedimentaria.

En los sectores adyacentes a la Franja Anómala (Maigmo – Aixorta): la Unidad 1 muestra espesores bastante elevados, comprendidos entre los 90 y los 105 m. En estos sectores la Unidad 1 está representada también por la Fm. Carche, aunque en facies marinas hemipelágicas, y se apoya sobre las calizas de la unidad Coniaciense *p.p.* – Santoniense.

En el sector de Jijona – Busot – Torremanzanas: la unidad está muy reducida y muestra sus menores espesores, que oscilan entre los 32 y los 7 m. Aquí la Unidad 1 está representada por la fm. Aspe, depositada en un medio marino abierto hemipelágico, que suele reflejar unas velocidades de sedimentación relativamente bajas. La laguna sedimentaria que suele reconocerse entre la fm. Aspe y los materiales infrayacentes aumenta de E a O, de modo que, en las áreas más occidentales de este sector, la fm. Aspe descansa directamente sobre las calizas del Cenomaniense.

En los sectores más surorientales (Prebético más interno y Subbético): la Unidad 1 está representada también por la fm. Aspe, si bien muestra ahora mayores espesores, que llegan a superar los 120 m. En todos los casos analizados descansa sobre los carbonatos de la unidad Coniaciense *p.p.* – Santoniense.

Edad de la unidad

La edad que se le asigna al conjunto de la unidad está basada en foraminíferos planctónicos procedentes de las dos formaciones que comprende.

Los primeros depósitos de la Unidad 1 se incluyen en la parte más alta de la biozona de *Dicarinella asymetrica*, a la que se le asigna una edad Santoniense terminal a Campaniense basal. En relación a la parte superior de la unidad, ésta se ha incluido en la parte media de la biozona de *Gansserina gansseri*, a la que se le asigna una edad Maastrichtiense inferior. De este modo, al conjunto de la Unidad 1 le correspondería una edad Campaniense basal (Santoniense terminal) a Maastrichtiense inferior.

También, del mismo modo que la Unidad basal, el depósito de la Unidad 1 estuvo directamente relacionado con el paleorelieve submarino heredado del Cenomaniense – Turoniense y reactivado durante el evento tectónico del Santoniense – Campaniense. Este paleorelieve fue el responsable de que las áreas más elevadas permaneciesen sin sedimentación durante mucho tiempo.

Límites de la unidad

El límite inferior de la Unidad 1 puede estar representado por una discontinuidad de carácter regional o bien por su conformidad correlativa, como ya expuso en el apartado correspondiente a la Unidad basal.

El límite superior de la unidad está constituido por una discontinuidad regional de corta duración que representa un drástico cambio en las condiciones de depósito. Hacia techo de la unidad se ha observado un aumento en terrígenos, que se acentúa de manera bastante marcada en relación con el límite entre ambas unidades. Además de este brusco aumento en los terrígenos, suele reconocerse la existencia de una discontinuidad que puede estar representada por el desarrollo de superficies ferruginosas, niveles de *debris flow*, niveles turbidíticos afectados por *slumps*, olistolitos tapizando la discontinuidad y/o discontinuidades bioestratigráficas.

Ambiente sedimentario

Los depósitos que constituyen la Unidad 1 se formaron en ambientes marinos abiertos comprendidos entre la plataforma externa y ambientes hemipelágicos. La naturaleza de estos depósitos es fundamentalmente carbonatada, aunque en relación con la Unidad basal, estos materiales son algo más ricos en terrígenos.

La fm. Carche de depositó en medios marinos de plataforma externa carbonatada a hemipelágicos carbonáticos a mixtos, situados por debajo de la zona eufótica, a profundidades marinas batiales superiores a los 200 m, en los que predominaba la decantación de material pelágico. Estos medios, que recibían cantidades variables de fino material terrígeno en suspensión, se veían ocasionalmente afectados por corrientes marinas de fondo que retocaban sus depósitos. Para los depósitos de la fm. Carche se ha obtenido una tasa de sedimentación entorno a 6 – 7 mm /1000 años.

La fm. Aspe, de marcado carácter rítmico, se formó en un medio hemipelágico carbonático a mixto, de características similares a las reconocidas para los medios más abiertos en la fm. Carche, aunque, probablemente, bajo condiciones batimétricas superiores. También para los depósitos de esta unidad se ha reconocido la actuación de corrientes marinas de fondo, especialmente acentuada en los sectores más abiertos estudiados, correspondientes al Subbético de Caravaca. En algunos puntos del sector de Jijona – Busot – Torremanzanas que ocupaban posiciones ligeramente elevadas respecto a las zonas próximas, la sedimentación de la fm. Aspe estuvo muy limitada y se caracterizó por bajas velocidades de sedimentación, que confirieron un aspecto nodular y tonos muy rojizos a sus depósitos. La tasa de sedimentación que se interpreta para la fm. Aspe oscila entre 9 mm/1000 años en las áreas más meridionales y 3 – 5 mm/1000 años en el área de Jijona – Busot.

Paleogeografía, evolución y controles

El pulso tectónico que define el final de la Unidad basal y el comienzo de la Unidad 1 marcó un cambio neto en la paleogeografía, que se aprecia de distinta forma dependiendo de la zona considerada:

En la Franja Anómala, la sedimentación se reanudó durante el Santoniense terminal – Campaniense basal, tras haber permanecido emergida y sin depósito durante la mayor parte del Cretácico Superior.

En las zonas más subsidentes, la sedimentación fue muy parecida a la de la Unidad basal, pero, en relación a ésta, recibía mayores aportes de terrígenos de grano fino.

Cabe destacar el sector de Jijona – Busot – Torremanzanas, donde la paleotopografía generada durante el Cenomaniense – Coniaciense y reestructurada por el evento del Santoniense terminal siguió teniendo un control importante sobre el depósito. Así, mientras la sedimentación ya había comenzado en otros puntos, en este sector amplias zonas siguieron actuando como umbrales pelágicos, en los que se acumulaban depósitos caracterizados por unas tasas de sedimentación muy bajas, desarrollándose, ocasionalmente, costras de estromatolitos pelágicos ricas en fosfato y glauconita. Sin embargo, a lo largo del desarrollo de esta unidad las condiciones tendieron a homogeneizarse, teniendo los umbrales cada vez menos importancia, de modo que, para el Maastrichtiense inferior, toda la zona mostraba una sedimentación muy homogénea, características de medios marinos hemipelágicos carbonáticos a mixtos.

Finalmente, hay que reseñar que la configuración paleogeográfica originada en el Santoniense final debió favorecer las corrientes de fondo, que retocaron estos materiales dando lugar al desarrollo de depósitos de tipo contornítico.

La Unidad 1 registra una tendencia general hacia la somerización, modulada por oscilaciones batimétricas de diferente frecuencia. En los sectores más marginales las series muestran un aspecto bastante homogéneo, con ligeras oscilaciones en el contenido en terrígenos. Sin embargo, hacia sectores más abiertos, estas series presentan un aspecto marcadamente rítmico a diferentes escalas: una ritmicidad a escala decimétrica, originada por la alternancia de niveles más carbonáticos y más margosos, que podría enmarcarse dentro de los ciclos de Milankovitch y una ritmicidad a escala métrica de menor frecuencia. Esta última ritmicidad, reflejada por alternancias de tramos más y menos ricos en terrígenos de grano fino, ha permitido

reconocer al menos 7 secuencias en esta unidad (fig. 6.5), con una duración comprendida entre 1 y 2 millones de años. Esta duración permitiría enmarcar estas secuencias en los ciclos de tercer orden. El desarrollo de estas secuencias sería el resultado de variaciones relativas del nivel del mar. Sin embargo, teniendo en cuenta que este intervalo muestra una importante actividad tectónica, probablemente relacionada con el tránsito de la margen pasiva del Cretácico Superior a una margen convergente, estas secuencias debieron estar también controladas en gran medida por la tectónica regional.

Unidad 2

Está representada por la Formación Raspay, formada por margas y margocalizas de tonos verdosos a grisáceos, con algunas intercalaciones carbonáticas. En concreto, se aprecian las siguientes variaciones regionales:

En los sectores más noroccidentales (Franja Anómala): la Unidad 2 no supera los 12 m de espesor y está representada por la Formación Raspay, en facies de plataforma externa mixta, que se apoya sobre las calizas de la Fm. Carche.

En los sectores adyacentes a la Franja Anómala (Maigmo-Aixorta): la unidad alcanza mayores espesores, que llegan a superar los 45 m. En este sector la unidad está también representada por la Fm. Raspay, pero en facies marinas hemipelágicas mixtas, que se apoya, del mismo modo que en la Franja Anómala, sobre las series carbonáticas de la Fm. Carche.

En el sector de Jijona – Busot – Torremanzanas: al igual que sucedía en el caso de la Unidad 1, esta unidad muestra aquí un menor desarrollo, sin llegar a superar en ningún caso los 7 m de espesor. Está representada también por la Fm. Raspay, pero, a diferencia del resto del área de estudio, está constituida aquí por series condensadas de calizas margosas nodulares a margas de tonos intensamente rojizos, depositadas en un medio marino abierto hemipelágico, bajo unas condiciones de baja tasa de sedimentación. La Fm. Raspay descansa en este sector sobre los carbonatos de la fm. Aspe.

Finalmente, en los sectores más surorientales (zonas más meridionales del Prebético Interno y Subbético de Caravaca): la Unidad 2 vuelve a mostrar un mayor desarrollo. Aquí la unidad muestra espesores similares o ligeramente superiores a los registrados en las zonas adyacentes a la Franja Anómala, que se sitúan entorno a los 50 m. La Unidad 2 está también representada por la Fm. Raspay, en facies marinas abiertas hemipelágicas, que suelen mostrar finas intercalaciones turbidíticas procedentes de áreas someras. Esta formación se apoya en todos los casos sobre las calizas y calizas margosas de la fm. Aspe.

Edad de la unidad

La edad de la unidad se ha basado en las asociaciones de foraminíferos planctónicos y foraminíferos bentónicos, cefalópodos, equínidos y cocolitos incluidos en la Fm. Raspay.

Atendiendo a estos grupos fósiles, se obtiene una edad Maastrichtiense superior a Maastrichtiense superior alto para el conjunto de la Unidad 2.

A diferencia de lo observado para las unidades anteriores, el comienzo de la sedimentación de esta unidad fue aproximadamente contemporáneo en toda el área analizada, a excepción del sector de Jijona – Busot – Torremanzanas, donde, en algunos puntos, la sedimentación no comenzó hasta bien entrado el Maastrichtiense superior. Esto probablemente se debió a que las diferencias de relieve en el momento de inicio de la sedimentación de esta unidad eran menores que las inferidas para las etapas previas.

Límites de la unidad

Respecto al límite inferior de la Unidad 2, éste suele estar marcado por el desarrollo de una discontinuidad de carácter regional de duración variable, aunque, en general, bastante breve, como ya se citó en el apartado anterior relativo a la Unidad 1.

El límite superior está marcado en la mayor parte de los afloramientos por una discontinuidad regional que puede estar representada por el desarrollo de un *hardground* muy ferruginizado,

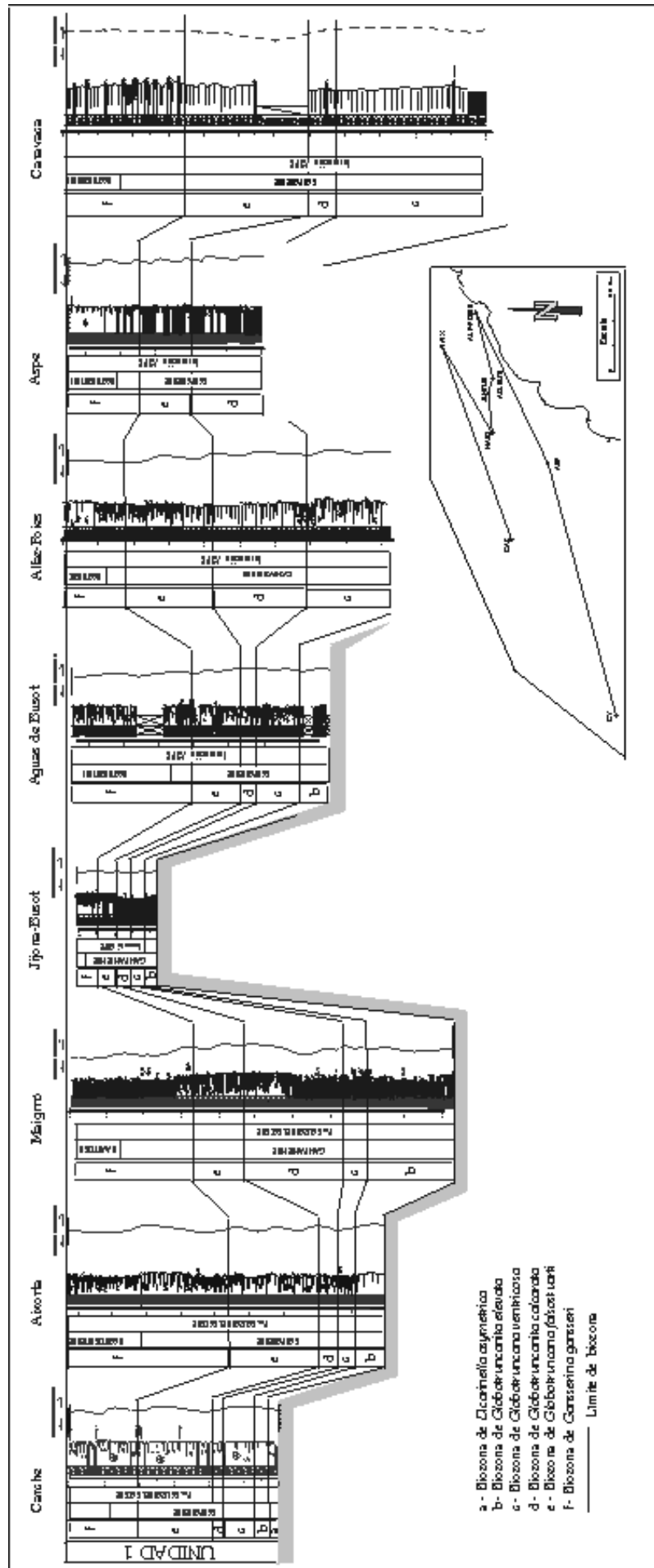


Figura 6.5. Panel de correlación para la Unidad 1.

rico en fosfatos y glauconita, colonizado por fauna epibentónica y con laminaciones estromatolíticas pelágicas y/o por la ausencia de parte o de la totalidad de una o más biozonas. Esta discontinuidad puede abarcar la parte más alta del Maastrichtiense y la parte basal del Paleoceno, si bien en algunos sectores del Prebético Interno (Maigmo, Aspe) la laguna sedimentaria puede prolongarse hasta el Paleoceno superior. Hacia los sectores más meridionales del Prebético Interno y en el Subbético de Caravaca, el límite superior de la Unidad 2 puede estar constituido por un tránsito gradual hacia la Unidad 3. En estos casos, asociado a dicho límite, se reconoce un nivel arcilloso, a partir del cual se registra un ligero aumento en los terrígenos de grano muy fino y tiene lugar la extinción de numerosos grupos de foraminíferos planctónicos y la aparición de otros grupos nuevos.

Ambiente sedimentario

Se interpreta que los depósitos incluidos en esta unidad de formaron en medios marinos abiertos, comprendidos entre la plataforma externa y medios hemipelágicos, a los que llegaban importantes aportes de terrígenos de grano muy fino en suspensión.

En los sectores más noroccidentales, correspondientes a la Franja Anómala, la sedimentación tuvo lugar en una plataforma externa mixta, carbonatada – siliciclástica, situada por debajo del nivel de base del oleaje y de la zona eufótica, bajo condiciones marinas normales y a profundidades superiores a los 100m.

En el sector de Jijona – Busot – Torremanzanas, el depósito de esta unidad estuvo muy reducido y se caracterizó por unas bajas velocidades de sedimentación que dieron como resultado el desarrollo de series condensadas con depósitos muy rojizos y de aspecto nodular.

En el resto del área de estudio, el depósito se dio en medios marinos más abiertos de carácter hemipelágico, también por debajo de la zona eufótica y bajo condiciones normales, pero a profundidades algo mayores, superiores en todos los casos a los 200 m. A estos medios llegaban esporádicamente depósitos de tipo turbidítico procedentes de áreas someras.

La tasa de sedimentación interpretada para esta unidad oscila entre los 3,5 y los 12 mm/1000 años, salvo para el sector de Jijona – Busot – Torremanzanas, donde se obtienen valores entorno a 1,5 mm/1000 años.

Paleogeografía, evolución y controles

El depósito de esta unidad dio comienzo durante el Maastrichtiense superior, tras el evento tectónico del Maastrichtiense medio. La excepción fue el sector de Jijona – Busot – Torremanzanas, que siguió manteniendo un papel claramente diferenciado respecto al resto del área de estudio. De este modo, la sedimentación no comenzó allí hasta el Maastrichtiense superior alto, debido, probablemente, a que se trataba de áreas algo más elevadas que funcionaron como umbrales.

Este evento del Maastrichtiense medio llevó asociado un importante aumento en la entrada de terrígenos de grano muy fino, un aumento en la inestabilidad tectónica y un incremento en la batimetría (fig. 6.6).

En la Franja Anómala, la sedimentación estuvo caracterizada por el desarrollo de una plataforma externa mixta, a la que llegaba una importante cantidad de siliciclásticos de tamaño de grano muy fino en suspensión. A lo largo del desarrollo de la unidad, la plataforma fue mostrando una progresiva colmatación y una paulatina disminución de la proporción entre los terrígenos y los carbonatos, acompañada de una disminución en la velocidad de sedimentación en relación con el *hardground* desarrollado a techo.

El sector de Jijona – Busot – Torremanzanas muestra características propias que permiten tratarla individualmente. En este sector, los depósitos correspondientes a esta unidad se depositaron en ambientes marinos abiertos, alejados de las áreas emergidas y ligeramente elevados respecto al resto, en los que se formaron series condensadas, relativamente pobres en terrígenos en algunos puntos, en relación a los depósitos del resto del área de estudio. Hacia techo, estos medios experimentaron una progresiva y lenta colmatación.

En el resto del área de estudio, se establecieron medios marinos hemipelágicos mixtos más abiertos y ligeramente más profundos, que recibían también grandes aportes de siliciclásticos de grano fino. El aumento batimétrico registrado para los primeros episodios llevó consigo el cese paulatino de la actuación de las corrientes de fondo que habían funcionado durante el Campaniense superior y el Maastrichtiense inferior en diferentes sectores del Prebético Interno y, especialmente, en el Subbético de Caravaca. En estos sectores marinos más abiertos también quedó reflejada una progresiva tendencia hacia la somerización.

Unidad 3

La distribución de la Unidad 3 dentro del sector estudiado es bastante desigual y está, en general, peor representada que la precedente. Sólo hay registro de la Unidad 3 en los sectores más noroccidentales y en los más meridionales.

En la Franja Anómala muestra espesores entorno a los 30 m y está representada por la fm. La Alberquilla, depositada en medios que oscilaron entre la plataforma externa proximal y la plataforma interna.

Hacia áreas algo más abiertas, en los sectores adyacentes a la Franja Anómala, el espesor de la unidad disminuye bruscamente, no superando los 4 m de espesor, y pasa a estar representada por la fm. Agost, que caracterizaría medios marinos hemipelágicos mixtos.

En los sectores más surorientales (Prebético Interno más meridional y Subbético de Caravaca), correspondientes paleogeográficamente a las áreas más abiertas, la Unidad 3 muestra su mayor desarrollo, con espesores que pueden llegar a superar los 100 m (sector de Caravaca). En estos sectores, la unidad está representada también por la fm. Agost, pero en facies más ricas en terrígenos de grano muy fino, que reflejan mayores batimetrías que las reconocidas para las áreas más septentrionales.

En el sector de Jijona – Busot – Torremanzanas, en el sector de la Sierra del Maigmo y en el sector de Aspe, no hay registro sedimentario de la Unidad 3, existiendo en su lugar una laguna sedimentaria de larga duración, que comprendería el Maastrichtiense terminal y la mayor parte del Paleoceno, representada por una discordancia de carácter erosivo.

Edad de la unidad

La edad asignada a esta unidad (Paleoceno basal a Paleoceno superior alto) está basada en los foraminíferos macrobentónicos que incluye la parte media y superior de la fm. La Alberquilla, y en los foraminíferos planctónicos de la fm. Agost.

Para los primeros depósitos de la fm. Agost se ha reconocido la biozona de foraminíferos planctónicos de *Parasubbotina pseudobulloides*, a la que se le asigna una edad Daniense inferior (Paleoceno inferior bajo). No se ha llegado a identificar la primera biozona del Paleoceno (biozona de *Guembelitria cretacea* + *Parvularugoglobigerina longiapertura*), probablemente debido a problemas metodológicos, bien en el muestreo o bien en el tratamiento de las muestras. Sin embargo, esta biozona ha sido reconocida en los sectores más meridionales del área de estudio por otros autores, lo que permitiría asignar una edad Paleoceno basal a la base de la Unidad 3.

En cuanto a la parte superior de la unidad, ésta ha sido englobada en los sectores más septentrionales en la biozona de foraminíferos macrobentónicos SBZ 4 y en el resto del área en la biozona de foraminíferos planctónicos *Globanomalina pseudomenardii*, obteniéndose una edad Paleoceno superior alto para estos depósitos.

Límites de la unidad

El límite inferior, cuyas características se describieron en el apartado relativo a la Unidad 2, está constituido en la mayor parte del sector estudiado por una discontinuidad de carácter regional, aunque, hacia los sectores más meridionales, correspondientes desde un punto de vista paleogeográfico a los medios más abiertos, el tránsito entre el Cretácico y el Terciario tiene un registro sedimentario muy completo.

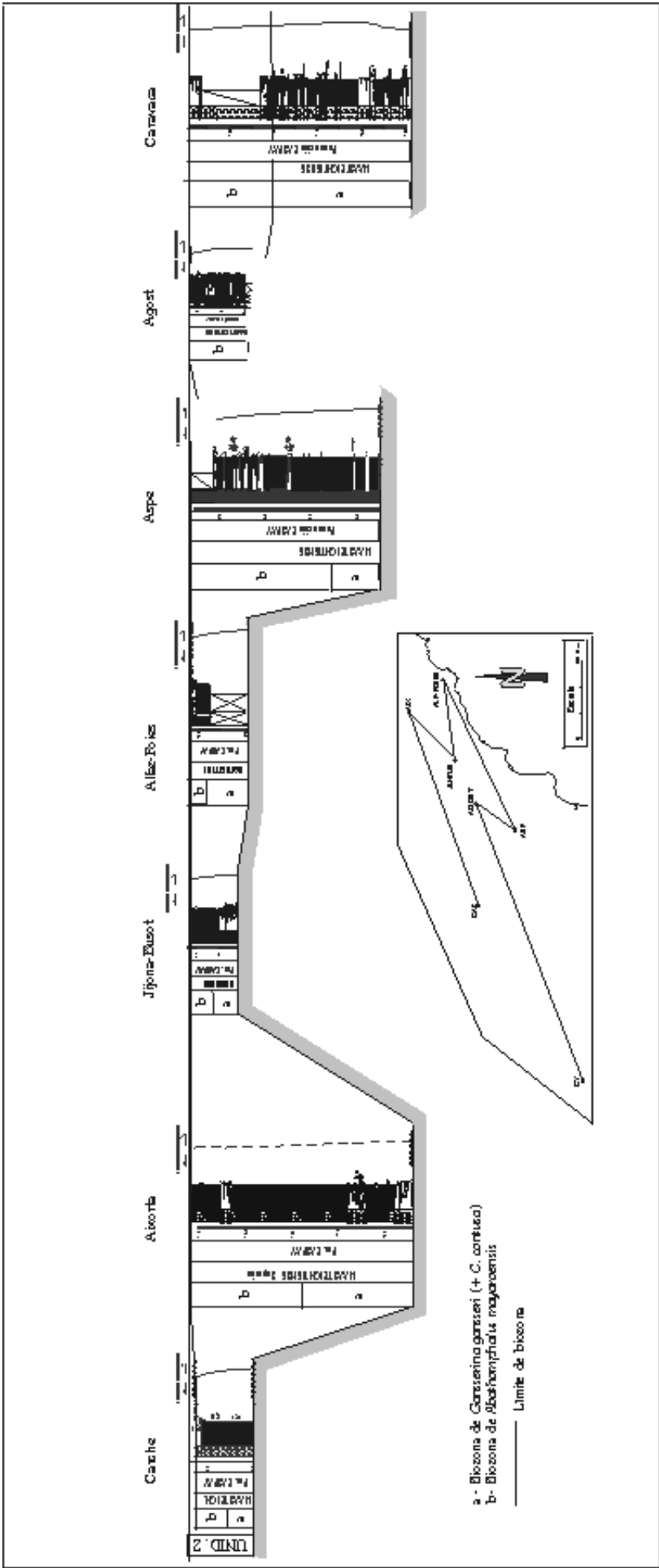


Figura 6.6. Panel de correlación para la Unidad 2.

El límite superior está constituido por una discontinuidad de carácter regional. Esta discontinuidad puede estar marcada por el desarrollo de depósitos gravitacionales y está siempre caracterizada por un cambio importante en los sistemas de depósito. Sobre ella comienza a dominar una sedimentación de plataforma externa con aportes turbidíticos, con abundantes terrígenos de grano más grueso. En los puntos en los que la laguna estratigráfica es menor esta discontinuidad abarca la parte más alta del Thanetiense y la parte basal del Ilerdiense.

Ambiente sedimentario

El ambiente sedimentario interpretado para la Unidad 3 oscila entre la plataforma interna y los medios abiertos hemipelágicos.

La fm. La Alberquilla se depositó en una plataforma carbonatada que comprendería medios desde de la plataforma interna, con desarrollo de facies arrecifales y facies protegidas hacia la costa, a la plataforma externa proximal, por debajo de la zona eufótica. Se obtienen para ella tasas de sedimentación entorno a 4 mm/1000 años.

Para la fm. Agost se interpreta un medio marino hemipelágico mixto, bajo condiciones marinas normales, situado por debajo de la zona eufótica y a profundidades marinas batiales, superiores a los 200 m en las áreas más proximales y a más de 500 m en las zonas más abiertas. A estos medios marinos abiertos, en los que predominaba la decantación, llegaban importantes aportes de terrígenos de grano fino en suspensión. Recibían esporádicos aportes turbidíticos, especialmente en sus primeros episodios, y podían estar afectados ocasionalmente por corrientes de fondo que retocaban sus depósitos. La tasa de sedimentación que interpretada para esta unidad oscila entre los 4 y los 12,5 mm/1000 años.

En algunos puntos del Prebético Interno más próximo a la Franja Anómala (sector de la Sierra de Aixorta), los depósitos correspondientes a este intervalo de tiempo están representados por materiales muy condensados (con tasas inferiores a 0,5 mm/1000 años), constituidos por laminaciones estromatolíticas pelágicas esencialmente y por depósitos biomicríticos que rellenan las cavidades restantes, asociados al desarrollo de la discontinuidad a techo del Cretácico. En depósitos condensados, como ya se describió en el capítulo referente a la sección de Aixorta, queda registrado la mayor parte el Paleoceno.

Paleogeografía, evolución y controles

En las áreas más abiertas de la cuenca, la sedimentación fue continua durante el tránsito entre el Cretácico y el Terciario, quedando registrado un fino nivel arcilloso. Posteriormente a este tránsito, la sedimentación continuó durante el resto del Paleoceno en un medio hemipelágico mixto, algo más profundo que el desarrollado durante el Cretácico Superior y con mayores aportes de terrígenos de grano muy fino, que experimentó una tenue somerización hacia techo.

En el resto del área, se produjo una parada en la sedimentación asociada al límite K/T, durante la cual se produjeron procesos de disolución submarina, relacionados con cambios en la química de las aguas y/o con la acción de corrientes subsaturadas en carbonato. Tras esta interrupción sedimentaria, la sedimentación se reinició en el Paleoceno inferior no basal, con depósitos condensados, con desarrollo de finas laminaciones estromatolíticas ricas en fosfato. Para el resto de la sedimentación de la unidad se pueden diferenciar dos sectores que siguieron una diferente evolución:

En la Franja Anómala, la sedimentación continuó en una plataforma externa proximal carbonatada, que evolucionó rápidamente hacia una plataforma interna carbonatada que perduró hasta el Paleoceno superior alto. En este sector, a diferencia de las áreas más abiertas, lo que se registró fue un importante descenso batimétrico y una disminución en los aportes de terrígenos.

En algunos sectores adyacentes a la Franja Anómala (sector de la Sierra de Aixorta), las condiciones de sedimentación condensada continuaron, a diferencia de la Franja Anómala, durante la mayor parte del Paleoceno, con gruesas costras estromatolíticas pelágicas, en un medio abierto, probablemente elevado en relación a las zonas próximas y barrido por corrientes.

La Unidad 3 registra una somerización, que es más marcada en las áreas más marginales (Franja Anómala, fig. 6.7). En estos sectores más someros y marginales la Unidad 3 está compuesta por tres secuencias de somerización hacia techo, mostrando en su conjunto cada una de ellas un carácter algo más somero que la precedente (fig. 6.7). La duración media de estas secuencias es de dos millones y medio de años. Cada una de ellas registra una tendencia a la profundización, que rápidamente se invierte, dando lugar a una progradación de las áreas más internas de la plataforma sobre las áreas más externas. En las áreas más abiertas y más profundas, esas variaciones batimétricas quedan enmascaradas por su magnitud relativa.

Unidad 4

La Unidad 4 muestra un espesor muy variable a lo largo del sector analizado. Está representada en toda el área de estudio, salvo, de nuevo, en el sector de Jijona - Busot - Torremanzanas, que tiene un comportamiento propio a lo largo del intervalo temporal analizado.

El depósito de esta unidad supone la homogeneización de los sistemas de depósito. Las sucesiones están formadas por alternancias decimétricas de niveles calcareníticos limosoarenosos y de niveles de margas verdosas. La principal diferencia entre las distintas zonas estriba en la proporción relativa de niveles calcareníticos frente a los margosos y en el porcentaje de restos procedentes de aguas someras incluidos en los tramos calcareníticos.

En el sector más noroccidental (Franja Anómala): la unidad alcanza 20 m y está representada por la fm. Pinoso, que se apoya sobre los materiales de la fm. La Alberquilla (Unidad 3).

En los sectores adyacentes a la Franja Anómala: la unidad está muy reducida, con tan sólo 7 m de espesor. En estos sectores la unidad se apoya sobre los depósitos maastrichtienses de la Fm. Raspay (Unidad 2), existiendo entre ambos depósitos una discontinuidad que representa una laguna sedimentaria de unos 9 millones de años de duración.

En el sector de Jijona - Busot - Torremanzanas: no se han reconocido depósitos correspondientes a esta unidad. Esta zona probablemente se mantuvo en una posición relativamente elevada respecto a las áreas adyacentes, caracterizándose por un mínimo o nulo desarrollo de la sedimentación durante el Paleoceno y la parte inferior del Eoceno.

Finalmente, en los sectores más surorientales (Prebético Interno más meridional y Subbético de Caravaca): es donde la unidad muestra los máximos espesores (30 m). Ésta puede apoyarse sobre la fm. Agost o bien directamente sobre la Fm. Raspay.

Edad de la unidad

La edad se ha obtenido mediante los foraminíferos bentónicos y planctónicos que incluyen los depósitos de la fm. Pinoso.

En las series más noroccidentales (Franja Anómala), se ha identificado la biozona SBZ 5 de foraminíferos macrobentónicos para la parte inferior de la unidad, obteniéndose una edad Ilerdiense inferior, edad que ha sido corroborada por los foraminíferos planctónicos.

En el resto del área, la datación se ha basado en las asociaciones de foraminíferos planctónicos. Para los primeros niveles de la unidad se ha obtenido una edad Paleoceno terminal a Ilerdiense inferior (biozona de *Acarinina soldadoensis*), mientras que los últimos metros se han incluido en la parte inferior de la biozona de *Morozovella subbotinae*, con una edad Ilerdiense medio.

De este modo, se obtiene una edad Paleoceno terminal - Ilerdiense medio para el conjunto de esta unidad.

Límites de la unidad

La unidad se encuentra limitada a base y techo por discontinuidades estratigráficas de carácter regional.

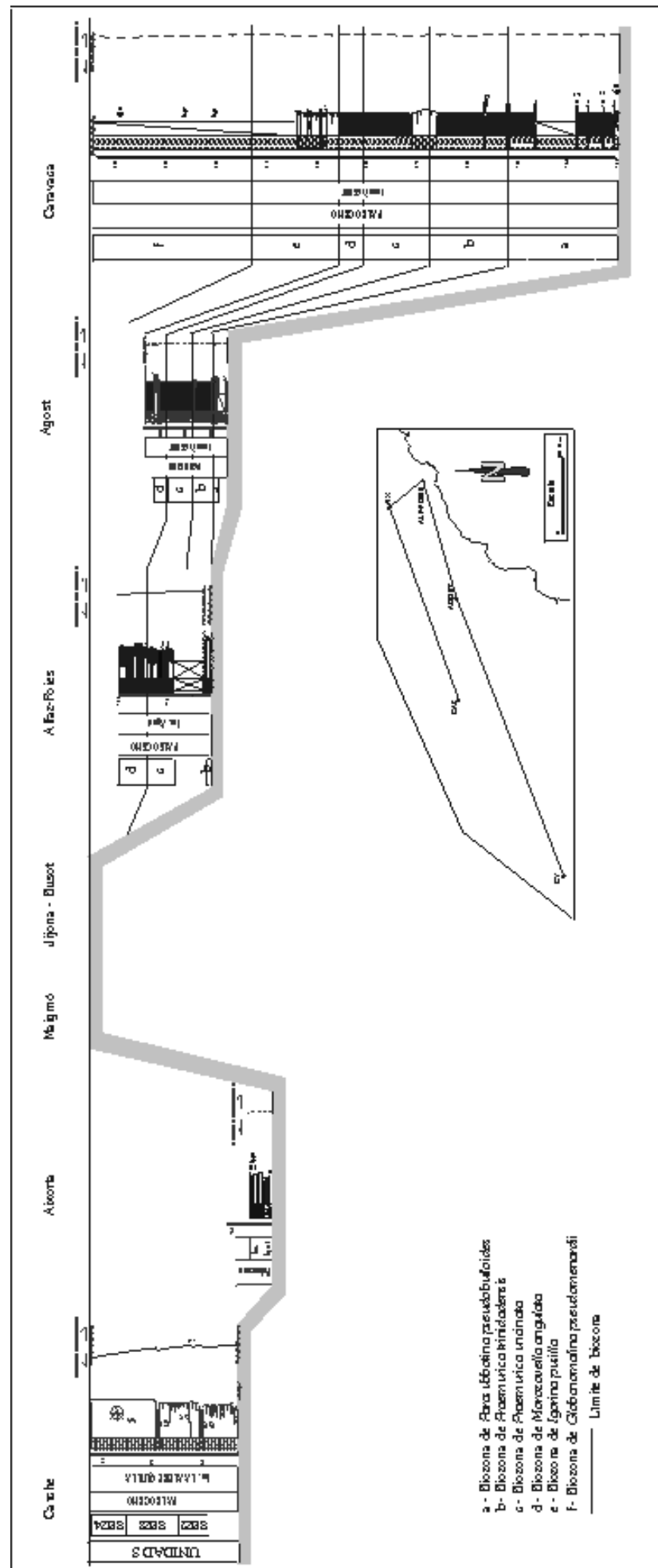


Figura 6.7. Panel de correlación para la Unidad 2.

El límite inferior está marcado por una discontinuidad que llevó asociado un importante reajuste en los sistemas de depósito, que se ha reconocido en todo el sector estudiado. La discontinuidad puede ser muy llamativa, pudiendo estar representada por depósitos gravitacionales asociados a un evento tectónico que produjo una importante inestabilidad en el medio, como ya se indicó para el límite superior de la Unidad 3.

El límite superior de la Unidad 4 está representado también por una discontinuidad regional, que puede quedar marcada por una discordancia erosiva y/o por una discontinuidad de tipo bioestratigráfico, faltando parte o una o más biozonas entre los últimos depósitos de la fm. Pinoso y los materiales suprayacentes.

Ambiente sedimentario

Para este intervalo temporal se ha registrado una homogeneización de los sistemas de depósito respecto a la unidad anterior.

El ambiente sedimentario que se interpreta para los materiales de la fm. Pinoso es un medio de plataforma externa mixta, carbonatado – siliciclástica, que recibía importantes aportes de naturaleza turbidítica. Este medio, caracterizado por una turbidez relativamente alta debido a los elevados aportes de terrígenos en suspensión, se situaba por debajo de la zona eufótica, a profundidades marinas batiales, superiores en todos los casos a los 200m. Las condiciones marinas que reinaban durante el depósito de esta unidad fueron normales, salvo en algunos puntos, en los que se han registrado condiciones anómalas en cuanto a los niveles de oxígeno. El depósito de esta unidad tuvo lugar en un contexto relativamente inestable, que ha quedado reflejado en los numerosos *slumps* que afectan a sus materiales en algunos sectores.

Sin embargo, se ha reconocido una excepción a esta homogeneización en el sector de Aguas de Busot (próximo al sector de Jijona – Busot – Torremanzanas). Los primeros metros de la unidad están representados en esa zona por series marinas abiertas, pobres en terrígenos y sin intercalaciones turbidíticas, depositadas en un ambiente hemipelágico carbonático, bien oxigenado y localizado a profundidades marinas batiales, mientras que la parte superior muestra sedimentos condensados, caracterizados por unos tonos intensamente rojizos y una fuerte bioturbación, cuyo depósito tuvo lugar también en un medio hemipelágico, pero caracterizado por muy bajas velocidades de sedimentación.

Paleogeografía, evolución y controles

La sedimentación dio comienzo, aproximadamente dentro del mismo intervalo temporal en todo el sector, tras el evento del Thanetiense terminal – Ilerdiense, a excepción del sector de Jijona – Busot – Torremanzanas, que probablemente permaneció elevado en relación al resto y en el que no ha quedado registro sedimentario correspondiente al Paleoceno – Eoceno inferior. Este evento tectónico del final del Thanetiense – Ilerdiense inferior supuso una fuerte reorganización de los ambientes de sedimentación: en relación a la etapa previa, en la que se diferenciaba una zona con depósitos de plataforma carbonatada y otra para el resto del área con materiales de medios marinos más abiertos, esta etapa supuso la homogeneización de los sistemas de depósito.

En la Franja Anómala y zonas adyacentes y en los sectores surorientales se instauraron sistemas marinos abiertos y se generalizaron los aportes turbidíticos procedentes de áreas más someras. Estas condiciones se mantuvieron a lo largo del depósito de toda la unidad.

Cabe destacar, sin embargo, dentro de esta homogeneización de ambientes, el caso particular del sector suroriental más próximos al sector de Jijona – Busot – Torremanzanas, el sector de Aguas de Busot. En éste se establecieron medios marinos abiertos a los que prácticamente no llegaban terrígenos y que no recibían aportes turbidíticos, en zonas elevadas en relación a las adyacentes. En estos puntos, además, se registró una drástica disminución de la velocidad de sedimentación hacia techo, desarrollándose sedimentos condensados muy bioturbados y de tonos intensamente rojizos.

En conjunto, la Unidad 4 registra una tendencia general hacia la somerización (fig. 6.8), que suele quedar marcada por una progresiva progradación de los depósitos turbidíticos sobre los depósitos de plataforma externa. En las zonas más noroccidentales (Franja Anómala), esta

tendencia somerizante está compuesta de dos secuencias sucesivas de aproximadamente un millón de años de duración cada una (fig. 6.8). Tanto la primera como la segunda secuencia registran una primera etapa de profundización de poco desarrollo y una segunda etapa más desarrollada de somerización, caracterizada por la progradación de facies más someras sobre facies marinas más abiertas.

De este modo, la paleogeografía inicial y su evolución a lo largo de la unidad estuvo controlada por el evento tectónico que marcó el inicio de la Unidad 4 y por los cambios relativos del nivel del mar.

Síntesis

Para el sector e intervalo temporal analizado, se han diferenciado cinco unidades genéticas mayores, delimitadas por discontinuidades de carácter regional o por sus conformidades correlativas.

Dentro de estas unidades mayores se han reconocido al menos trece secuencias, con una duración media comprendida entre uno y dos millones y medio de años, salvo en la Unidad 2. Sin embargo, dadas las características de este tipo de series, marinas abiertas, es posible que no hayan quedado registradas debidamente las variaciones batimétricas relativas. Estas secuencias, atendiendo a su frecuencia, podrían enmarcarse dentro de los ciclos de tercer orden.

Al contrario de lo que se observaba para el caso de los factores de control de las discontinuidades, cada una de las unidades genéticas mayores puede ser subdividida en secuencias que, como se ha visto, muestran una ordenación bastante rítmica. Esto indicaría que su desarrollo estuvo controlado fundamentalmente por un proceso cíclico (oscilaciones relativas del nivel del mar), aunque, a éste se superpusieron, especialmente en etapas de importante actividad tectónica, los efectos producidos por la tectónica regional.

6.4. Correlación con zonas adyacentes

Finalmente, para completar los objetivos propuestos en esta memoria, se ha procedido a establecer la correlación entre los sistemas de depósito desarrollados durante el Cretácico Superior terminal y el Paleógeno inferior en el área de estudio y los sistemas sedimentarios desarrollados durante dicho periodo en áreas algo más septentrionales de las Béticas (fig. 6.9).

Para esta correlación se han tomado el Altiplano de Jumilla-Yecla y el sector de Játiva-Onteniente, ambas zonas del Prebético, correspondientes a áreas paleogeográficamente más someras (plataformas someras).

Debido a que los depósitos correspondientes al Paleoceno – Eoceno inferior en estos sectores más marginales de la cuenca son muy escasos y su sedimentología y biocronoestratigrafía no ha sido caracterizada en detalle, la correlación se va a centrar en los depósitos del Cretácico superior terminal.

La correlación se ha basado en las discontinuidades regionales que se reconocen en todos estos sectores y en las dataciones bioestratigráficas, ya que los materiales de las unidades litoestratigráficas que quedan delimitadas por dichas discontinuidades son bastante diferentes en cada sector.

El inicio de la Unidad Basal estuvo marcado por un evento tectónico, que tuvo su reflejo tanto en los sectores más marginales de la cuenca, como en áreas más abiertas, y que produjo una nueva estructuración de la cuenca:

En las áreas más marginales (Altiplano de Jumilla – Yecla y sector de Játiva – Onteniente), este evento dio como resultado una uniformización de los sistemas de depósito. Toda esta área estuvo caracterizada por el desarrollo de una extensa plataforma carbonatada somera.

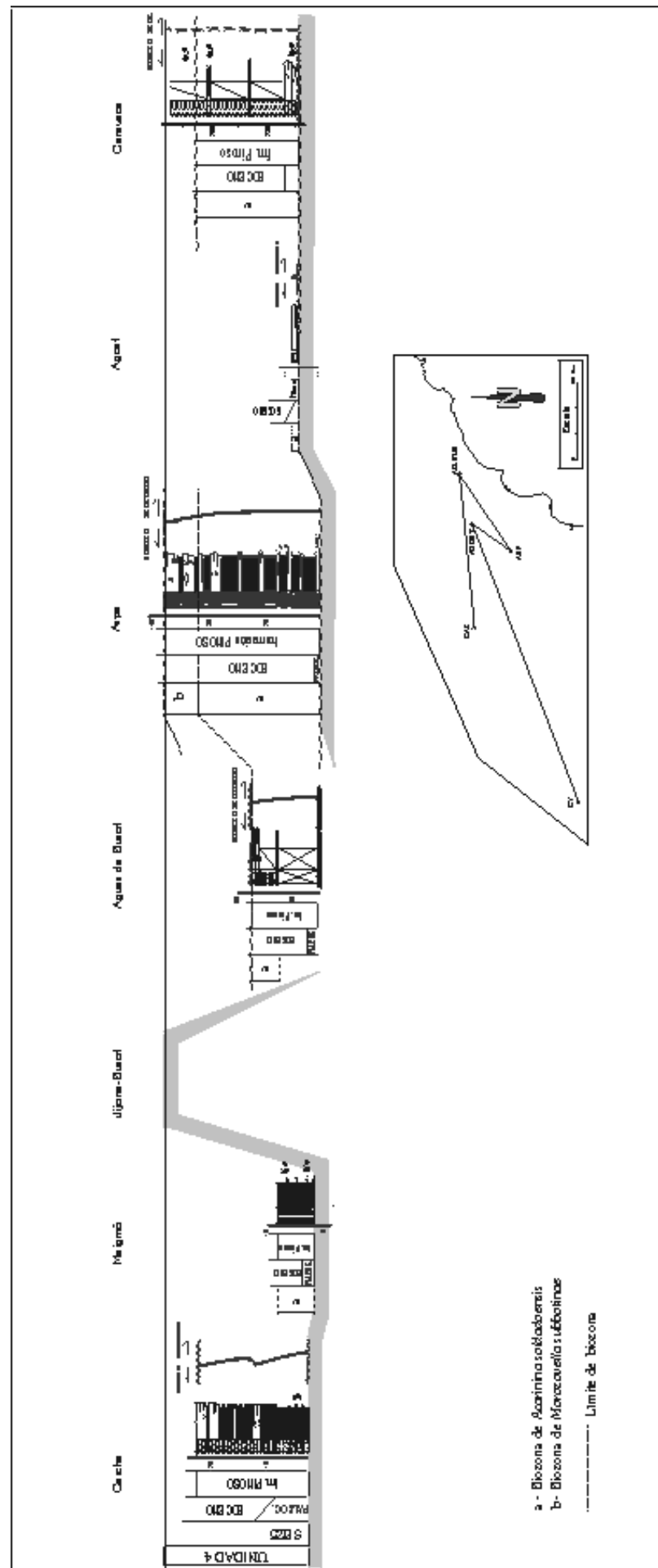


Figura 63. Panel de correlación para la Unidad 4.

En áreas más abiertas de la cuenca (Prebético Interno y Subbético de Caravaca) el inicio de este nuevo episodio evolutivo estuvo marcado también por una homogeneización de las condiciones de depósito, acompañados por un ligero aumento en el aporte de terrígenos. A excepción de la Franja Anómala y de algunas zonas del sector de Jijona – Busot – Torremanzanas, que siguieron ocupando una posición relativamente elevada, emergida en el caso de la Franja Anómala y bajo las aguas en Jijona – Busot - Torremanzanas, en el resto del área se establecieron medios marinos hemipelágicos relativamente profundos.

Así, el intervalo Coniaciense *p.p.* – Santiense, representado por la Unidad basal, muestra unas condiciones de depósito netamente diferentes en ambos sectores. En sectores más marginales, este intervalo está representado por la Formación Sierra de Utiel (Vilas *et al.* 1982; Martín-Chivelet, 1994), formada por series carbonáticas homogéneas con ricas asociaciones de foraminíferos bentónicos y algas verdes (p.ej.: Fourcade, 1970; Martín – Chivelet y Giménez, 1992; Ramírez del Pozo y Martín-Chivelet, 1994), generadas en una plataforma carbonatada somera con desarrollo de extensos sistemas costeros.

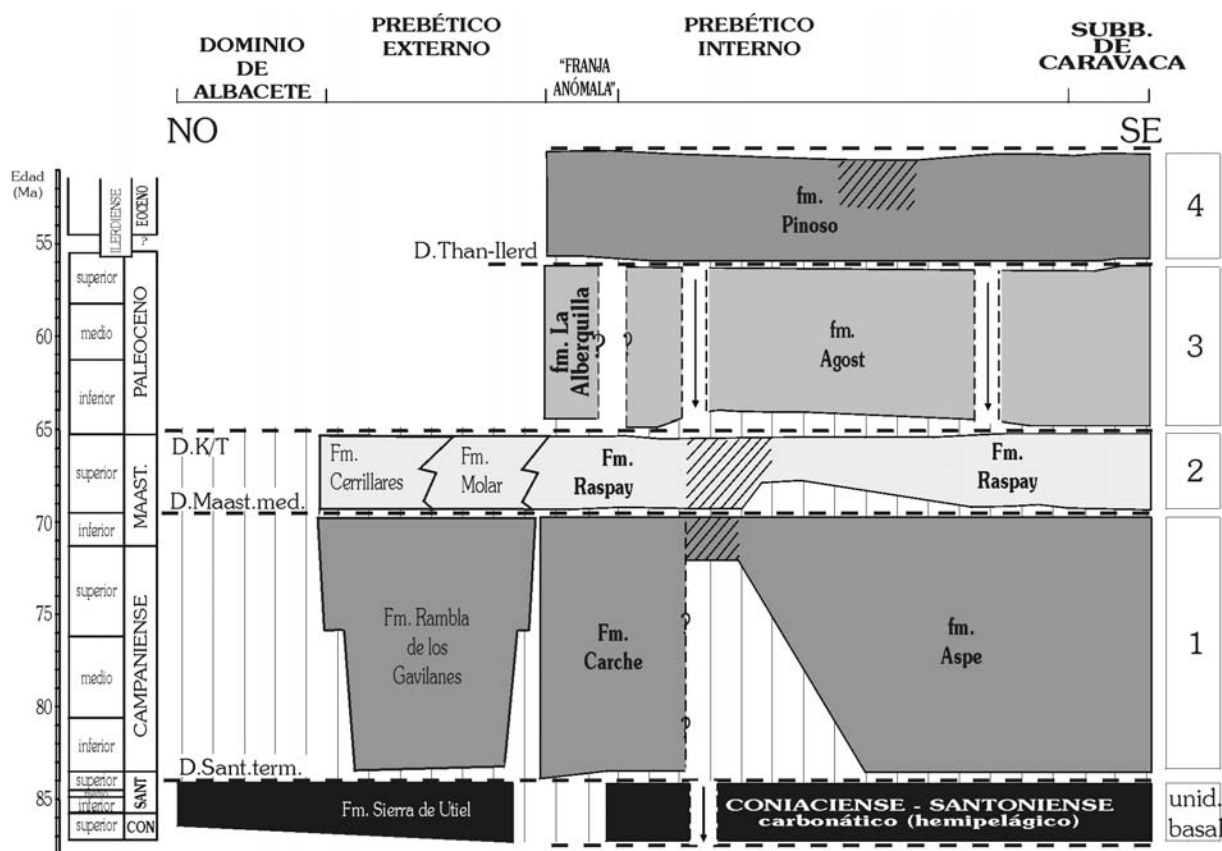


Figura 6.9. Cuadro cronoestratigráfico del Cretácico superior y Paleógeno inferior para el área estudiada y correlación con áreas más septentrionales del Prebético (datos basados en Martín-Chivelet, 1992). En el cuadro se muestra la distribución espacial y temporal de las unidades litoestratigráficas que engloban las grandes unidades genéticas y las discontinuidades reconocidas.

En el área de estudio habría que diferenciar para este periodo dos sectores, la Franja Anómala, al NO, y el resto, constituido por las zonas analizadas del Prebético Interno y el Subbético de Caravaca. La Franja Anómala, que había permanecido emergida durante gran parte del Cretácico Superior, actuó durante este intervalo como elemento separador entre los sistemas de depósito desarrollados en el Prebético Externo y los del Prebético Interno. En el resto del área analizada, este periodo estuvo caracterizado por series carbonatadas muy homogéneas (unidad Coniaciense – Santiense), con abundantes foraminíferos planctónicos y calciesferas, depositadas en medios marinos abiertos de tipo hemipelágico, relativamente profundos. Cabría destacar dentro de este último sector algunos puntos del sector de Jijona – Busot -

Torremanzanas, que permanecieron relativamente elevados, pero bajo las aguas, con desarrollo de *hardgrounds* y series condensadas durante buena parte de este intervalo.

Para los depósitos del Prebético de Jumilla – Yecla correspondientes a este intervalo temporal, Martín – Chivelet (1995) diferenció el “Set de secuencias IV”, que sería equivalente a nuestra Unidad basal.

A techo de la Unidad basal, tanto en el área de estudio como en los sectores más marginales, se ha reconocido la existencia de una discontinuidad. El hiato asociado a esta discontinuidad es variable y difícil de evaluar debido a la precisión que permiten los marcadores bioestratigráficos (p.ej.: Fourcade, 1970; Ramírez del Pozo y Martín-Chivelet, 1994). Mediante estos marcadores, la discontinuidad fue considerada como Campaniense basal en trabajos previos (p.ej.: Martín-Chivelet, 1992, 1995). Esta discontinuidad sería equivalente a la discontinuidad Santoniense terminal (Campaniense basal) reconocida en el área de estudio, cuya datación se ha basado en las asociaciones de foraminíferos planctónicos.

El desarrollo de esta discontinuidad estuvo asociado a un nuevo evento tectónico hacia el final del Santoniense, que condicionó en ambos sectores nuevos reajustes de bloques, que provocaron la reestructuración de las áreas de depósito y cambios bruscos en la batimetría, y un aumento en la llegada de terrígenos:

En las áreas marginales (Altiplano de Jumilla – Yecla y sector de Játiva – Onteniente), se produjo la emersión de las áreas más septentrionales. Esta emersión limitó las áreas de sedimentación a una plataforma somera, más estrecha que la desarrollada en la etapa anterior.

En el área de estudio, esta reestructuración de bloques provocó el hundimiento de la Franja Anómala y una ligera elevación relativa del sector de Jijona – Busot - Torremanzanas. Así, quedaron independizadas dos áreas de depósito para este periodo: la correspondiente a la Franja Anómala y áreas adyacentes del Prebético Interno y otra para las áreas del Prebético Interno al S del sector de Jijona – Busot - Torremanzanas y para el Subbético de Caravaca.

La etapa Campaniense – Maastrichtiense inferior correspondiente a la Unidad 1 quedó representada en las áreas marginales por la Fm. Rambla de los Gavilanes (Martín – Chivelet, 1994), generada en una estrecha plataforma somera en la que se desarrollaron sistemas de depósito que oscilaron entre lagos costeros y zonas arrecifales.

Dentro del área de estudio, en la Franja Anómala se registraron los primeros depósitos tras un largo periodo de emersión, depósitos formados en una plataforma externa carbonatada a medios marinos hemipelágicos que se extendieron hacia las áreas más septentrionales del Prebético Interno. Estos materiales se incluyen en la Fm. Carche (Martín-Chivelet, 1994). Para el resto del área de estudio, se desarrollaron medios marinos abiertos y algo más profundos, de carácter hemipelágico, en los que se formaron series bastante rítmicas de naturaleza fundamentalmente carbonática que constituyen la fm. Aspe.

Para esta etapa correspondiente a la Unidad 1, Martín – Chivelet (1992) diferenció la “Secuencia V”, equivalente en edad y correlacionable con nuestra Unidad 1.

La Unidad 1 quedó limitada a techo por un nuevo evento tectónico que dio como resultado el desarrollo de una discontinuidad que se reconoce, de nuevo, tanto en el área de estudio, como en los sectores correspondientes a las áreas más marginales.

Este evento tectónico provocó en ambas zonas una nueva reorganización de bloques, con la consiguiente reestructuración de las áreas de depósito, variaciones en la batimetría y una brusca llegada de terrígenos producida por la reactivación de las áreas fuente.

En los sectores más marginales, las áreas localizadas más al NO permanecieron emergidas y sufrieron una ligera elevación relativa. Sin embargo, el resto de estos sectores, así como toda el área de estudio, experimentó un aumento batimétrico generalizado, especialmente marcado en las zonas más surorientales.

La tendencia a la elevación de las áreas más marginales de la cuenca, acompañada de una profundización de las áreas más abiertas, con desarrollo de estrechas plataformas de margen continental, ya iniciada a partir del Santoniense terminal – Campaniense basal, podría deberse, de acuerdo con Cloetingh *et al.* (1985), a la flexura de la margen continental por la actuación de esfuerzos de carácter compresivo.

El episodio Maastrichtiense superior quedó representado en las áreas más marginales y más someras de la cuenca por depósitos generados en medios que oscilaron entre la plataforma interna (Fm. Molar, Martín – Chivelet, 1994) y los sistemas lacustres costeros (Fm. Cerrillares, Martín – Chivelet, 1994) y que se caracterizaron por la presencia de abundante material siliciclástico.

En el sector estudiado, correspondiente desde un punto de vista paleogeográfico a áreas más abiertas, la sedimentación de este episodio tuvo lugar en medios marinos que abarcaron desde la plataforma externa hasta medios hemipelágicos, que se caracterizaron también por una importante llegada de material siliciclástico. Sus depósitos constituyen la Fm. Raspay.

Durante el periodo de tiempo representado por la Unidad 2, la sedimentación se extendió a toda el área de estudio y a la mayor parte de las áreas marginales con las que se establece la correlación, a excepción de las áreas más septentrionales.

La Unidad 2 diferenciada para esta etapa, sería equivalente a la “Set de secuencias VI” descrita por Martín – Chivelet (1995) para incluir los depósitos formados durante el Maastrichtiense superior en el Prebético del Altiplano de Jumilla – Yecla.

Sobre los materiales del Cretácico terminal se ha reconocido en ambos sectores estudiados el desarrollo de una discontinuidad que marca el fin de la Unidad 2. Dicha discontinuidad fue el resultado de un importante evento tectónico acaecido hacia el final del Cretácico que llevó asociada una fuerte estructuración de la cuenca.

Asociado a este evento tectónico, en el área de estudio se produjo una nueva reorganización de bloques. La Franja Anómala y los sectores del Prebético Interno más próximos a ésta, experimentaron una ligera somerización asociada a un levantamiento relativo de la zona, mientras que en el resto del sector quedó reflejado un leve aumento batimétrico.

Como se citaba al principio de este apartado, en los sectores más marginales, correspondientes al Altiplano de Jumilla – Yecla y al sector de Játiva – Onteniente, los materiales de edad Paleoceno a Eoceno inferior están muy mal representados. Sobre los materiales del Cretácico terminal se encuentran, de forma puntual y siempre discordantes, depósitos del Paleógeno formados por lutitas, yesos y carbonatos de naturaleza continental, en los cuales, con los datos disponibles en la actualidad, resulta muy difícil precisar la edad (p.ej.: Fourcade, 1970; Champetier, 1972). Por ello, de momento, no es posible establecer la correlación entre ambos sectores de las Béticas para este intervalo temporal. No obstante, el hecho de que la sedimentación del Paleógeno siempre esté representada por depósitos continentales supondría que este sector más marginal quedó emergido a partir del Cretácico terminal – Paleoceno inferior, pasando a situarse la línea de costa al N de la Franja Anómala.

Los resultados de esta comparación interregional son muy positivos y han permitido reconocer la excelente correlación que existe para las discontinuidades entre estos sectores de las Béticas. Esto permitiría afirmar el carácter regional de, al menos, las cuatro discontinuidades reconocidas para el Cretácico terminal, por lo que la génesis de las mismas debió estar relacionada con eventos tectónicos regionales que se enmarcan dentro de la evolución de la cuenca sedimentaria, la paleomargen Bética, que iniciaba su evolución hacia una margen convergente en el marco general de la Orogenia Alpina.

7. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Abramovich, S.; Almogi-Labin, A. y Benjamini, C. (1998): "Decline of the Maastrichtian pelagic ecosystem based on planktic foraminifera assemblage change: Implication for the terminal Cretaceous faunal crisis". *Geology*, 26 (1): 63-66.
- Abtahi, M. (1975): "Stratigraphische und mikropaläontologische Untersuchung der Kreide/Althertiar Grenze im Barranco del Gredero (Caravaca, Prov. Murcia SE Spanien)". *Revista Española de Micropaleontología*, 7: 15-64.
- Allaby, A. y Allaby, M. (Eds) (1990): "*The Concise Dictionary of Earth Sciences*". Oxford University Press.
- Almela, A.; Quintero, I.; Gómez-Noguerols, E. y Mansilla, H. (1975): "Hoja Geológica Num. 821 (Alcoy)". Mapa Geológico de España, I.G.M.E.
- Alonso, A.; Floquet, M.; Mas, R. y Meléndez, A. (1987): "Origine et évolution du détroit Ibérique (Espagne) au Crétacé Supérieur". *Mem. Géol. Université. Dijon*, 11: 79-80.
- Alonso, A.; Floquet, M.; Mas, R. y Meléndez, A. (1993): "Late Cretaceous carbonate platforms: origin and evolution, Iberian Range, Spain". In: Simó, J. A. T.; Scott, R. W. y Masse, J. P. (Eds): *Cretaceous Carbonate Platforms*. American Association of Petroleum Geologists. Memoir 56: 297-313.
- Apellaniz, E. (1998): "*Los foraminíferos planctónicos en el tránsito Cretácico/Terciario*". Tesis Doctoral. Universidad del País Vasco. 390 pp.
- Apellaniz, E.; Baceta, J.I.; Bernaola-Bilbao, G.; Núñez-Betelu, K.; Orue-Etxebarria, X.; Payros, A.; Pujalte, V.; Robin, E. y Rocchia, R. (1997): "Analysis of uppermost Cretaceous - lowermost Tertiary hemipelagic successions in the Basque Country (western Pyrenees): evidence for a sudden extinction of more than half planktic foraminifer species at the K/T boundary". *Bulletin de la Société Géologique de France*. Vol.6: 783-793.
- Arenillas, I.; Canudo, J. I. y Molina, E. (1993): "Correlación entre la magnetoestratigrafía y la bioestratigrafía con foraminíferos planctónicos del Paleoceno inferior en Agost (Béticas) y Zumaya (Pirineos)". *IX Jornadas de Paleontología*: 1-6.
- Arenillas, I. y Molina, E. (1997): "Análisis cuantitativo de los foraminíferos planctónicos del Paleoceno de Caravaca (Cordillera Bética): bioestratigrafía y evolución de las asociaciones". *Revista Española de Paleontología*. 12, N° 2.: 207-232.
- Arenillas, I.; Arz, J.A. y Molina, E. (1998): "El límite Cretácico/Terciario en Zumaya, Osinaga y Músquiz (Pirineos): control bioestratigráfico y cuantitativo de hiatos con foraminíferos planctónicos". *Revista de la Sociedad Geológica de España*. 11, (1-2): 127-138.
- Arenillas, I.; Arz, J. A. y Molina, E. (2000): "Spanish and Tunisian Cretaceous/Tertiary boundary sections: A planktic foraminiferal biostratigraphic comparison and evolutionary events". *GFF*, 122 (1): 11-12.
- Arz, J. A. y Arenillas, I. (1996): "Discusión de los modelos de extinción para los foraminíferos planctónicos del límite Cretácico/Terciario en el corte de Agost (Cordilleras Béticas)". *Actas XII Bienal de la Real Sociedad Española de Historia Natural*.
- Arz, J. A.; Arenillas, I.; Molina, E. y Sepúlveda, R. (2000): "La estabilidad evolutiva de los foraminíferos planctónicos en el Maastrichtense superior y su extinción en el límite Cretácico/Terciario de Caravaca, España". *Revista Geológica de Chile*, vol. 27, n° 1: 27-47.
- Arz, J. A. y Molina, E. (2001): "Planktic foraminiferal quantitative analysis across the Campanian/Maastrichtian boundary at Tercis (Landes, France)". In: *The Campanian - Maastrichtian Boundary*. Odin, G. S. (Ed). Elsevier Science B.V. 338-348.
- Arz, J. A.; Alegret, L.; Arenillas, I.; Liesa, C. L.; Molina, E.; Soria, A. R. (2001): "Extinción de foraminíferos en el límite Cretácico/Terciario de Coxquihui (Mexico) y su relación con las evidencias de impacto". *Revista Española de Micropaleontología*, 33 (2): 221-236.
- Astre, G. (1932): "Les Hippurites du Barranc del Racó". *Bulletin de la Société Géologique de France*. Tomo LXIV, 493.
- Azéma, J. (1966a): "Geologie des confins des provinces d'Alicante et de Murcie (Espagne)". *Bulletin de la Société géologique de France*. (7), (VIII): 80-86.
- Azéma, J. (1966b): "Observations sur la microfaune du Crétacé supérieur de la région de Fortuna, Prébétique méridionale (province de Murcie, Espagne)". *Comptes Rendus Académie de Sciences de Paris*, 262, n° 8: 838-840.
- Azéma, J. (1972): "Nouvelles données sur le Crétacé Prébétique entre Cieza et Salinas (Provinces d'Alicante et de Murcie, Espagne)". *Bulletin de la Société Géologique de France*. 7, t. XIV: 110-120.
- Azéma, J. (1975): "Le Crétacé dans la partie orientale des zones externes des Cordillères Bétiques. II - Le Prébétique et le Subbétique

- de Cieza a Alicante". *I Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Cretácico en España*, Enadinsa Ed.
- Azéma, J. (1977): "*Etude géologique des zones externes de Cordillères Bétiques aux confins des provinces d'Alicante et de Murcie (Espagne)*". Tesis Universidad de París.
- Azéma, J.; Fourcade, E. y Champetier, Y. (1975): "Le Crétacé dans la partie orientale des zones externes des Cordillères Bétiques. I- Essai de coordination". *I Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Cretácico en España*, Enadinsa Ed.
- Azéma, J.; Foucault, A.; Fourcade, E.; García-Hernández, M.; González Donoso, J.M.; Linares, A.; Linares, D.; Lopez-Garrido, A.C.; Rivas, P. y Vera, J.A. (1979a): "*Las microfácies del Jurásico y Cretácico de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas*". Universidad de Granada.
- Azéma, J.; Foucault, A.; Leret, G.; Arias, C. y Vilas, L. (1979b): "Mid Cretaceous Events. Iberian Field Conference 77. Chaîne Ibérique et Prébétique. Quatrième jour". *Cuadernos de Geología Ibérica*. 5: 299-309.
- Baena, J. (1973): "Hoja Geológica Num 910 (Caravaca)". Mapa Geológico de España, I.G.M.E.
- Baena, J. (1979): "Hoja Geológica Num 869 (Jumilla)". Mapa Geológico de España, I.G.M.E.
- Baena, J. y Jerez, L. (1982): "Síntesis para un ensayo paleogeográfico entre la Meseta y la Zona Bética (s. s.)". Madrid, I.G.M.E. *Colección - Informe*.
- Berggren, W. A. y Aubert, J. (1983): "Paleogene benthonic foraminiferal biostratigraphy and bathymetry of the Central Coast Ranges of California". In: Brabb, E. E. (ed). *Studies in Tertiary Stratigraphy of the California Coast Ranges*. United States Geological Survey, Prof. paper, 1213: 4-21.
- Berggren, W. A. y Miller, K. G. (1988): "Paleogene tropical planktonic foraminiferal biostratigraphy and magnetobiochronology". *Micro-paleontology*, 35: 362-380.
- Berggren, W. A.; Kent, D. V.; Swisher, C. C. y Aubry, M. P. (1995): "A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy". In: Berggren, W. A.; Kent, D. V.; Aubry, M. P. y Hardenbol, J. (Eds). *Geochronology, time scale and global correlations: a unified temporal framework for an historical geology*. Soc. Econ. Pal. Mineral.; Special Publication, 54: 129-212.
- Berggren, W. A. y Norris, R. D. (1997): "Biostratigraphy, phylogeny and systematics of Paleocene trochospiral planktic foraminifera". *Micropaleontology*, 43, suppl. 1: 116 pp.
- Blunden, G.; Campbell, S. A.; Smith, J. R.; Guiry, M. D.; Hession, C. C. y Griffin, R. L. (1997): "Chemical and physical characterisation of calcified red algal deposits known as Maërl". *Journal of applied phy-cology*, 9 (1): 11-17.
- Boersma, A. y Shackleton, N. J. (1981): "Oxygen and carbon isotope variations and planktonic foraminiferal depth habitats. Late Cretaceous to Paleocene, Central Pacific, DSDP Sites 463 and 465, Leg.65". *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project . Leg.65*. U.S. Government Printing Office. 62: 513-562.
- Bottjer, D. J. y Droser, M. L. (1992): "Paleoenvironmental patterns of biogenic sedimentary structures". In: Maples, C. G. y West, R. R. (Eds). *Trace fossils*. Short Courses in Paleontology. The Paleontological Society. Nº 5: 131-144.
- Bouma, A. H. (1962): "*Sedimentology of some flysch deposits: A graphic approach to facies interpretation*". Elsevier, Amsterdam. 168 pp.
- Bowles, G. (1789): "*Introducción a la historia natural y a la geografía física de España*". Madrid Imprenta Real, 554 pp.
- Bown, P. R. (Ed) (1998): "*Calcareous Nannofossil Biostratigraphy*". British Micropaleontological Society Publications Series. Chapman y Hall. 315 pp.
- Bromley, R. G. (1967): "Marine phosphorites as depth indicators". *Marine Geology*, 5: 503-509.
- Bromley, R. G. y Ekdale, A. A. (1984): "Chondrites: a trace fossil indicator of anoxia in sediments". *Science*, 224: 872-874.
- Brugnatti, M. A. y Ungaro, S. (1987): "*Analogie e differenze tra Solenomeris (alga) et Gypsina (foraminifero)*". Annali della Università di Ferrara, Sezione IX: Scienze Geologiche e Paleontologiche. 9; 5, 25 pp.
- Busnardo, R.; Durand-Delgá, M.; Fallot, P. y Sigal, J. (1957): "Nouveaux documents sur le Crétacé supérieur des environs de Caravaca (prov. de Murcie, Espagne)". *Comptes Rendus Academie de Sciencies*. t. 245: 462-465.
- Cabañas, I.; Uralde, M. A.; Pedraza, J. y Vargas, R. (1973.): "Hoja Geológica Num. 823 (Jávea)". Mapa Geológico de España, I.G.M.E.
- Canudo, J. I.; Keller, G. y Molina, E. (1991): "Cretaceous-Tertiary boundary extinction pattern and faunal turnover at Agost and Caravaca, SE Spain". *Marine Micropaleontology*, 17: 319-341.
- Canudo, J. I. (1994): "Bioestratigrafía y evolución de los foraminíferos planctónicos en el tránsito Cretácico-Terciario en

- España". In: Molina, E. (Ed): *Extinción y registro fósil*. Cuadernos Interdisciplinarios, 5: 140-164.
- Caron, M. (1983): "La spéciation chez les foraminifères planctiques: une reponse adaptée aux contraintes de l'environnement". *Zitteliana*, 10: 671-676.
- Caron, M. (1985): "Cretaceous planktic foraminifera". In: Bolli, H.M.; Saunders, J. B. y Perch-Nielsen, K. (Eds): *Plankton Stratigraphy*. Cambridge University Press, 1: 17-670.
- Caron, M. y Homewood, P. (1983): "Evolution of early planktonic foraminifers". *Marine Micropaleontology*, 7 (6): 453-462.
- Castro, J. M. (1993): "Un borde de plataforma urgoniana al NE de la Provincia de Alicante (Zona Prebética)". *Geogaceta*, 14: 80-82.
- Castro, J. M. (1994): "Las facies de las plataformas de carbonatos del Aptiense-Albiense al NE de la provincia de Alicante. Zona Prebética". *Geogaceta*, 15: 17-19.
- Castro, J. M. (1996): "Aportaciones al conocimiento de la Bioestratigrafía del tránsito Aptiense-Albiense en las Cordilleras Béticas. Prebético de Alicante". *Geogaceta*, 20: 47-49.
- Castro, J. M. (1998): "*Las plataformas del Valanginiense superior - Albiense superior en el Prebético de Alicante*". Tesis doctoral. Universidad de Jaén, 452 pp.
- Cavanilles, A. J. (1795-1797): "*Observaciones sobre Historia natural, Geografía, Agricultura, Población y frutos del Reino de Valencia*". Madrid. Imprenta Real, 2 vols.
- Cayeux, L. (1935): "*Les roches sédimentaires de France. Roches carbonatées*". Masson, Paris.
- Chacón, B. y Martín-Chivelet, J. (1999): "El Cretácico terminal y Paleoceno de la Sierra del Carche (dominio prebético. Jumilla). Caracterización estratigráfica y sedimentológica". *Geogaceta*, 26: 11-14.
- Chacón, B. y Martín-Chivelet, J. (2001a): "Implicaciones tectosedimentarias de la discontinuidad estratigráfica del Maastrichtiense medio en Aspe (Prebético de Alicante)". *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 14 (1-2): 123-133.
- Chacón, B. y Martín-Chivelet, J. (2001b): "Discontinuidades y conformidades correlativas en las series hemipelágicas del final del Cretácico en el Prebético. Caracterización biocronoestratigráfica". *Geotemas*, 3(2): 177-180.
- Chacón, B. y Martín-Chivelet, J. (2002): "Discontinuidades estratigráficas regionales en las series hemipelágicas finicretácicas del Prebético (sector Jumilla - Callosa - Aspe). *Journal of Iberian Geology*, 28: 183-202.
- Champetier, Y. (1972): "*Le Prébétique et l'Ibérique cotiers dans le Sud de la Province de Valence et le Nord de la Province d'Alicante (Espagne)*". Tesis. Nancy: 169pp.
- Cloetingh, S.; McQueen, H. y Lambeck, K. (1985): "On a tectonic mechanism for regional sea level variations". *Earth and Planetary Science Letters*, 75: 157-166.
- Colodrón, I. y Ruiz, V. (1980): "Hoja Geológica Num. 847 (Villajoyosa)". Mapa Geológico de España, I.G.M.E.
- Colom, G. (1954): "Estudio de las biozonas con foraminíferos del Terciario de Alicante". *Boletín del Instituto Geológico y Minero de España*, 66: 1-279.
- Company, M.; García-Hernández, M.; López Garrido, A. C.; Vera, J. A. y Wilke, H. (1982): "Interpretación genética y paleogeográfica de las turbiditas y materiales redepositados del Senoniense superior en la Sierra de Aixorta (Prebético Interno, Provincia de Alicante)". *Cuadernos de Geología Ibérica*. 8: 449-463.
- Cortázar, D. y Pato, M. (1882): "Descripción física geológica y agrológica de la provincia de Valencia". *Memorias de la Comisión del Mapa Geológico de España*.
- Cuvillier, J. (1956): "*Stratigraphic correlations by microfacies in Western Aquitaine*". Brill. Ed. Leyde.
- Dabrio, C. (1972): "*Geología del Sector del Alto Segura (Zona Prebética)*". Tesis Universidad de Granada. 388 pp.
- Dabrio, C. J. y García-Hernández, M. (1975): "Facies y paleogeografía del Cretácico Superior en el sector de Pontones-Nerpio (Zona Prebética)". *I Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Cretácico en España*. Enadimsa Ed.
- Darder Pericás, B. (1945): "Estudio geológico del sur de la provincia de Valencia y norte de la de Alicante". *Boletín del Instituto Geológico y Minero de España*. 57 (1, 2).
- De Jong, K. (1990): "Alpine tectonics and rotation pole evolution of Iberia". *Tectonophysics*, 184: 279-296.
- De Ruig, M. J. (1987): "Interference of compressional and wrenching tectonics in the Alicante region, SE-Spain". *Geologie en Mijnbouw*, 66: 201-212.
- De Ruig, M. J. (1992): "*Tectono-sedimentary evolution of the Prebetic fold belt of Alicante (SE Spain)*". Tesis Universidad Libre de Amsterdam: 207pp.
- De Ruig, M. J.; Smit, J.; Geel, T. y Kooi, H. (1991): "Effects of the Pyrenean collision on the Paleocene stratigraphic evolution of the southern Iberian Margin (southeast Spain)". *Geological Society of America, Bulletin*. 103: 1504-1512.

- Douglas, R.G y Savin, S.M. (1978): "Oxygen isotopic evidence for the depth stratification of Tertiary and Cretaceous planktic foraminifera". *Marine Micropaleontology*, 3: 175-196.
- Dromart, G.; Gaillard, C. y Jansa, L. F. (1994): "Deep-marine microbial structures in the Upper Jurassic of Western Tethys". In: Bertrand-Sarfati, J. y Monty, C. (Eds): *Phanerozoic Stromatolites II*. Kluwer Acad. Publishers, vol II: 295-318.
- Dupuy de Lôme, E. y Sánchez Lozano, R. (1954): "Hoja Geológica Num. 820 (Onteniente)". Mapa Geológico de España, I.G.M.E.
- Dupuy de Lôme, E. y Sánchez Lozano, R. (1957): "Hoja Geológica Num. 821 (Alcoy)". Mapa Geológico de España, I.G.M.E.
- Dupuy de Lôme, E. y Sánchez Lozano, R. (1957): "Hoja Geológica Num. 846 (Castalla)". Mapa Geológico de España, I.G.M.E.
- Durand Delgá, M. y Magné, J. (1958): "Données stratigraphiques et micropaléontologiques nouvelles sur le Nummulitique de l'Est des Cordillères bétiques (Espagne)". *Revista de Micropaleontología*, 1/3: 155-175.
- Eren, M. y Kadir, S. (1999): "Colour origin of upper Cretaceous pelagic red sediments within the Eastern Pontides, northeast Turkey". *Int. Journal Earth Sciences*, 88: 593-595.
- Fallot, P. (1943): "El sistema Cretácico en las Cordilleras Béticas". *Mem. Inst. Lucas Mallada*. C.S.I.C. 110 pp.
- Fallot, P. (1948): "Les Cordillères Bétiques". *Estudios Geológicos*, 8: 83-172.
- Fallot, P.; Durand-Delgá, M.; Busnardo, R. y Sigal, J. (1958): "El Cretácico Superior del Sur de Caravaca". *Notas y Comunicaciones*. I.G.M.E. 50.
- Floquet, M. (1991): "La plate-forme nord-castillane au Crétacé supérieur (Espagne). Arrière-pays ibérique de la marge passive basco-cantabrique. Sédimentation et Vie". *Mémoires Géologiques de la Université de Dijon*, 14: 925 pp.
- Foucault, A. (1971): "Etude géologique des environs des sources du Guadalquivir: (Provinces de Jaen et de Grenade, Espagne méridionale)". Paris. Tesis Universidad de Paris: 633pp.
- Foucault, A. (1975): "Le Crétacé dans la partie orientale des zones externes des Cordillères Bétiques. IV- Le Prébétique et le Subbétique de Cazorla à Huéscar". *I Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Cretácico en España*. Enadimsa Ed.
- Fourcade, E. (1970): "Le Jurassique et le Crétacé aus confins des Chaînes Bétiques et Ibériques (Sud-Est de l'Espagne)". Paris. Tesis Universidad de París: 427 pp.
- Fourcade, E. (1975): "Le Crétacé dans la partie orientale des zones externes des Cordillères Bétiques. III- Les confins du Prébétique et des chaînes Ibériques entre le Rio Mundo et le Rio Júcar (stratigraphie et paleogeographie)". *I Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Cretácico en España*. Enadimsa Ed.
- Gächter, R.; Meyer, J. S. y Mares, A. (1988): "Contribution of bacteria to release and fixation of phosphorus in lake sediments". *Limnol. Oceanogr.*, 33: 1542-1558.
- Gallego, I.; García de Domingo, A. y López Olmedo, F. (1981): "Hoja Geológica Num. 870 (Pinoso)". Mapa Geológico de España. I.G.M.E.
- Gallemí, J.; López, G.; Martínez, R.; Muñoz, J. y Pons, J.M. (1993): "Upper Cretaceous macrofauna from southeast Spain". *1st General Meeting Project 362. Tethyan and Boreal Cretaceous*. Abstract Book. Coimbra, Portugal.
- Gallemí, J.; López, G.; Martínez, R.; Muñoz, J. y Pons, J. M. (1995): "Distribution of some Campanian and Maastrichtian macrofaunas in southeast Spain." *Cretaceous Research*. 16, 2/3: 257-271.
- Gallemí, J.; López, G.; Martínez, R.; Muñoz, J. y Pons, J. M. (1997): "Albian - Cenomanian and Campanian - Maastrichtian biostratigraphy of southeast Spain". *Cretaceous Research*. 18, nº 3: 355-372.
- García-Cervigón, A.; Martín-Algarra, A.; Montañalegre, L. y Vera, J.A. (1986-87): "Estratolitos pelágicos fosfatados relacionados con discontinuidades estratigráficas en el Cretácico del Penibético (provincia de Málaga)". *Acta Geológica Hispánica*. t 21-22: 361-371.
- García-Hernández, M. (1978): "El Jurásico terminal y el Cretácico inferior de las Sierras de Cazorla y del Segura (Zona Prebética)". Granada. Tesis Universidad de Granada, 190: 351pp.
- García-Hernández, M.; Martín-Algarra, A.; Molina, J. M.; Ruiz-Ortiz, P. A. y Vera, J.A. (1988): "Umbrales pelágicos: metodología de estudio, tipología y significado en el análisis de cuencas". *II Congreso Geológico de España. Simposios del Instituto Geológico y Minero de España*: 231-240.
- García Siñeriz, J.; Templado, D. y Meseguer, J. (1951): "Hoja Geológica Num. 871 (Elda)". Mapa Geológico de España. I.G.M.E.
- García Siñeriz, J. y Meseguer, J. (1953): "Hoja Geológica Num. 893 (Elche)". Mapa Geológico de España. I.G.M.E.
- García Siñeriz, J. y Meseguer, J. (1954): "Hoja

- Geológica Num. 823 (Jávea)". Mapa Geológico de España. I.G.M.E.
- Gräfe, K. U. (1994): "Sequence stratigraphy in the Cretaceous and Paleogene (Aptian to Eocene) of the Basco-Cantabrian Basin (N. Spain)". *Tübinger Geowissenschaftliche Arbeiten*, Reihe A, Band 18. Tübingen. 418 pp.
- Groot, J. J.; de Jong, R.B.G.; Langereis, C.G.; ten Kate, W.G.H.G. y Smit, J. (1989): "Magnetostatigraphy of the Cretaceous-Tertiary boundary at Agost (Spain)". *Earth y Planetary Science Letters*. 94: 385-397.
- Hardenbol, J.; Thierry, J.; Farley, M. B.; Jacquin, Th.; De Graciansky, P.-C. y Vail, P. R. (1998a): "Cretaceous Biochronostratigraphy". In: De Graciansky, P.-C.; Hardenbol, J.; Jacquin, Th. y Vail, P. R. (Eds) *Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of European basins*, SEPM Special Publication 60. Chart nº 5.
- Hardenbol, J.; Thierry, J.; Farley, M. B.; Jacquin, Th.; De Graciansky, P.-C. y Vail, P. R. (1998b): "Cenozoic Biochronostratigraphy". In: De Graciansky, P.-C.; Hardenbol, J.; Jacquin, Th. y Vail, P. R. (Eds) *Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of European basins*, SEPM Special Publication 60. Chart nº 3.
- Hardenbol, J.; Thierry, J.; Farley, M. B.; Jacquin, Th.; De Graciansky, P.-C. y Vail, P. R. (1998c): "Cretaceous Sequence Chronostratigraphy". In: De Graciansky, P.-C.; Hardenbol, J.; Jacquin, Th. y Vail, P. R. (Eds) *Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of European basins*, SEPM Special Publication 60. Chart nº 4.
- Hardenbol, J.; Thierry, J.; Farley, M. B.; Jacquin, Th.; De Graciansky, P.-C. y Vail, P. R. (1998d): "Cenozoic Sequence Chronostratigraphy". In: De Graciansky, P.-C.; Hardenbol, J.; Jacquin, Th. y Vail, P. R. (Eds) *Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of European basins*, SEPM Special Publication 60. Chart nº 2.
- Hoedemaeker, J. (1973): "Oolithostromes and other delapsional deposits, and their occurrence in the region of Moratalla (Prov. of Murcia, Spain)". *Scripta Geologica*. 19.
- Hoffmann, H. J. y Grotzinger, J. P. (1985): "Shelf-facies microbios from the Odjick and Rocknest formations (Epworth Group; 1.89 Ga), northwestern Canada". *Can. J. Earth Sciences*, 22: 1781-1792.
- Hottinger, L. y Schaub, H. (1960): "Zur stufeneninteilung des Paleocaens und Eocaens: Einführung der stufer llerdien und Biarritzien". *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 53: 454-479.
- Hower, J. (1961): "Some factors concerning the nature and origin of glauconite". *Amer. Miner.* 46: 313-334.
- Huber, B. T.; Hodell, D. A. y Hamilton, C. P. (1995): "Middle-Late Cretaceous climate of the southern high latitudes: stable isotopic evidence for minimal equator-to-pole thermal gradients". *Geological Society of America Bulletin*, 107: 1164-1191.
- Jenkyns, H. C. (1971): "The genesis of condensed sequences in the Tehyan Jurassic". *Lethaia*, 4: 327-352.
- Jerez, L. (1973): "Geología de la zona Prebética en la transversal de Elche de la Sierra y sectores adyacentes (Provincias de Albacete y Murcia)". Granada. Tesis Universidad de Granada: 750pp.
- Jerez, L.; García Monzón, G. y Jerez, F. (1974): "Hoja Geológica Num. 890 (Calasparra). Mapa Geológico de España". I. G.M.E. Segunda Serie. 1:50.000.
- Jiménez de Cisneros, D. (1906): "Sobre la geología del Sudeste de España". *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*: 103-110.
- Jopling, A. V. y Walker, R. G. (1968): "Morphology and origin of ripples drift cross-lamination, with examples from the Pleistocene of Massachussets". *Journal of Sedimentary Petrology*, 38: 971-984.
- Kearey, P. (Ed) (1993): "*The encyclopedia of the solid Earth Sciences*". Blackwell Science.
- Keller, G. (1993): "The Cretaceous – Tertiary boundary transition in the Antarctic Ocean and its global implications". *Marine Micro-paleontology*, 21: 1-45.
- Keller, G. (1994): "Mass extinction and evolution patterns across the Cretaceous-Tertiary boundary". In: Molina, E. (Ed): *Extinción y registro fósil*. Cuadernos Interdisciplinarios, 5: 165-199.
- Kennedy, W. J. y Garrison, R. E. (1975): "Morphology and genesis of nodular chalks and hardgrounds in the Upper Cretaceous of southern England". *Sedimentology*, 22: 311-386.
- Kenter, J. A. M.; Reymer, J. J. G. ; van der Straaten, H. C. y Peper, T. (1990): "Facies patterns and subsidence history of the Jumilla-Cieza region (southern Spain)". *Sedimentary Geology*, 67: 263-280.
- Krajewski, K.P. (1983): "Albian pelagic phosphate-rich macrooncooids from the Tatra Mts (Poland)". In: Peryt, T. (Ed): *Coated grains*. Springer-Verlag, Berlin: 344-357.
- Krajewski, K. P.; Lesniak, P. M.; Lacka, B. y Zawadzki, P. (2000): "Origin of phosphatic stromatolites in the Upper Cretaceous condensed sequence of the Polish Jura Chain". *Sedimentary Geology*, 136: 89-112.

- Leclerc, J. (1971): "*Etude géologique du massif du Maïmo et de ses abords (Province d'Alicante, Espagne)*". Paris., Tesis de 3er ciclo Universidad de Paris: 128pp.
- Leclerc, J. y Azéma, J. (1976): "Le crétacé dans la région d'Agost (Province d'Alicante, Espagne) et ses accidents sédimentaires". *Cuadernos de Geología*. Universidad de Granada. 7: 35-51.
- Leret, G.; Núñez, A.; Colodrón, I.; Martínez del Olmo, W.; Cabañas, I. y Uralde, M. A. (1976): "Hoja Geológica Num. 871 (Elda)". Mapa Geológico de España. I.G.M.E.
- Leret, G. y Lendínez, (1978): "Hoja Geológica Num. 872 (Alicante)". Mapa Geológico de España. I.G.M.E.
- Leret, G.; Cámara, P. y Leret, I. (1982): "Aportación al conocimiento estratigráfico y sedimentológico del Cretácico en la Zona Prebética oriental (transversal de Villena-Alicante)". *Cuadernos de Geología Ibérica*, 8: 465-599.
- Lowe, D. R. (1982): "Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents". *Journal of Sedimentary Petrology*, 52: 279-297.
- Márquez, L. y Usera, J. (1976): "Microbioestratigrafía de tres series del Paleógeno de la provincia de Alicante". *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural (Geol)*. 74: 97-135.
- Martín-Algarra, A. y Vera, J.A. (1994): "Mesozoic pelagic phosphate stromatolites from the Penibetic (Betic Cordillera Southern Spain)". In: Bertrand-Sarfati, J. y Monty, C. (Eds): *Phanerozoic Stromatolites II*. Kluwer Acad. Publishers, vol II: 345-391.
- Martín-Algarra, A. y Sánchez-Navas, A. (1995): "Phosphate stromatolites from condensed cephalopod limestones, Upper Jurassic, Southern Spain." *Sedimentology*. 42, nº 6: 893-919.
- Martín-Chivelet, J. (1992): "*Las plataformas carbonatadas del Cretácico superior de la Margen Bética (Altiplano de Jumilla - Yecla, Murcia)*". Madrid. Tesis Universidad Complutense de Madrid: 899pp.
- Martín-Chivelet, J. (1994): "Litoestratigrafía del Cretácico superior del Altiplano de Jumilla - Yecla (Zona Prebética)". *Cuadernos de Geología Ibérica*. 18: 117-173.
- Martín-Chivelet, J. (1995): "Sequence stratigraphy of mixed carbonate - siliciclastic platforms developed in a tectonically active setting, upper Cretaceous, Betic continental margin (Spain)". *Journal of Sedimentary Research*, B65, nº 2: 235-254.
- Martín-Chivelet, J. (1996): "Late Cretaceous subsidence history of the Betic Continental Margin (Jumilla-Yecla region, SE Spain)". *Tectonophysics*, 265: 191-211.
- Martín-Chivelet, J. y Giménez, R. (1992): "Paleosols in microtidal sequences: Sierra de Utiel Formation, Upper Cretaceous, SE Spain". *Sedimentary Geology*, 81: 125-145.
- Martín-Chivelet, J.; Ramírez del Pozo, J.; Tronchetti, G. y Babinot, J. F. (1995): "Palaeoenvironments and evolution of the upper Maastrichtian platform in the Betic continental margin, SE Spain". *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 119: 169-186.
- Martín-Chivelet, J.; Giménez, R. y Luperto-Sinni, E. (1997): "La discontinuidad del Campaniense basal en el Prebético ¿Inicio de la convergencia alpina en la Margen Bética?". *Geogaceta*, 22: 121-124.
- Martín-Chivelet, J.; Chacón, B. y Fregenal, M. A. (2001): "Contornitas calcáreas en el Cretácico terminal de Caravaca (Dominio Subbético). Implicaciones paleogeográficas". *Geotemas*, 3 (2): 227-229.
- Martín-Chivelet, J.; Fregenal, M. A. y Chacón, B. (en revisión): "Mid-depth calcareous contourites in the latest Cretaceous of Caravaca (Subbetic Zone, SE Spain)". Enviado a *Sedimentary Geology*.
- Martín-Chivelet, J., Berástegui, X., Rosales, I., Vera, J.A., Vilas, L., Caus, E., Gräfe, K.-U., Segura, M., Puig, C., Mas, R., Robles, S., Floquet, M., Quesada, S., Ruiz-Ortiz, P.A., Fregenal-Martínez, M.A., Salas, R., García, A., Martín-Algarra, A., Arias, C., Meléndez, N., Chacón, B., Molina, J.M., Sanz, J.L., Castro, J.M., García-Hernández, M., Carenas, B., García-Hidalgo, J., Gil, J. y Ortega, F. (2002): "Cretaceous". In: *Geology of Spain*. Gibbons, W, Moreno, T. (Eds.), Geological Society of London, Londres, in litt.
- Martínez, R. (1997): "Campanian and Maastrichtian ammonites from southeast Spain". *Cretaceous Research*, 18: 373-384.
- Martínez del Olmo, W. y Benzaquen, M. (1975): "Hoja geológica num. 820 (Onteniente)". Mapa Geológico de España. I.G.M.E.
- Martínez del Olmo, W.; Colodrón, I. y Núñez, A. (1977): "Hoja geológica num. 846 (Castalla)". Mapa Geológico de España. I.G.M.E.
- Martínez del Olmo, W.; Leret, G. y Megías, A. G. (1982): "El límite de la plataforma carbonatada del Cretácico Superior en la zona prebética". *Cuadernos de Geología Ibérica*. 8: 597-614.
- Martínez-Ruiz, F.; Ortega-Huertas, M. y Palomo, I. (2000): "Positive Eu anomaly development during diagenesis of the K/T boundary ejecta layer in the Agost section (SE Spain):

- implications for trace-element remobilization". *Terra Nova*, 11: 290-296.
- Mas, J. R.; Alonso, A.; García, A.; Arias, C.; Vilas, L.; Meléndez, N. y Rincón, R. (1982): "Les grandes étapes dans l'évolution du Crétacé de la zone sudoccidentale de la Chaîne Ibérique (Espagne)". *9ème Réunion annuelle des Sciences de la Terre*, Soc. Geol. Fr. 147 p.
- Maync, W. (1954): "The genus *Navarella* Ciry et Rat, 1951, in the Maestrichtian of Switzerland". *Contr. Cushman Found. Foram. Research*, vol. 5, p. 3: 138-144.
- McRae, S. G. (1973): "Glauconite". *Earth Science Rev.* 8: 397-440.
- Molina, E.; Arenillas, I. y Arz, J.A. (1996): "The Cretaceous/Tertiary boundary mass extinction in planktic foraminifera at Agost (Spain)". *Revue de Micropaleontology*, 39: 225-243.
- Molina, E.; Arenillas, I. y Arz, J.A. (1998): "Mass extinction in planktic foraminifera at the Cretaceous/Tertiary boundary in subtropical and temperate latitudes". *Bulletin de la Société Géologique de France*. 169, n° 3: 351-363.
- Monty, C. L. V. (1982): "Cavity or fissure dwelling stromatolites (endostromatolites) from Belgian Devonian mud mounds". *Annales de la Société Géologique de Belgique*, 105: 343-344.
- Mortimer, D. H. (1971): "Chemical exchanges between sediments and water in the Great Lakes – speculations on probable regulatory mechanisms". *Limnol. Oceanogr.*, 16: 387-404.
- Moussavian, E. y Hoeffling, R. (1993): "Taxonomische position und paleoökologie von *Solenomeris* Douville, 1924 und ihre beziehung zu *Acervulina* Schultze, 1854 und *Gypsina* Carter, 1877 (*Acervulinidae*, *Foraminifera*). *Zitteliana*, 20: 263-276.
- Murray, J. W. (1991): "*Ecology ad palaeoecology of benthic foraminifera*". Longman Scientific y Technical. 397 pp.
- Mutti, E. (1992): "*Turbidite sandstones*". Instituto di Geologia, Università di Parma. AGIP. 275 pp.
- Nathan, Y. y Sass, E. (1981): "Stability relations of apatites and calcium carbonates". *Chem Geol.*, 34: 103-111.
- Nicklès, R. (1888): "Los tramos senonense y danés en el sudeste de España". *Boletín de la Comisión del Mapa Geológico de España*. Tomo XV: 245-248.
- Nicklès, R. (1889): "Sur le Gault et le Cénomanien du sud-est de l'Espagne". *Comptes Rendus Acad. Sci. Paris*.
- Nicklès, R. (1890): "Note sur quelques gisements sénoniens et daniens du sud-est de l'Espagne". *Bulletin de la Société Géologique de France*. Serie 3ª. Tomo XVII.
- Nicklès, R. (1892): "Recherches géologiques sur les terrains secondaires et tertiaires de la province d'Alicante et du Sud de la province de Valence (Espagne)". *Ann. Hébert*, t. 1, Paris, 1891.
- Nicklès, R. (1893): "Investigaciones geológicas de la provincia de Alicante y parte meridional de la de Valencia". *Boletín de la Comisión del Mapa Geológico de España* Tomo XX: 99-312.
- Nieto, L. M. (1997): "*La cuenca Subbética mesozoica en el sector oriental de las Cordilleras Béticas*". Tesis Universidad de Granada. 556 pp.
- Novo y Chicarro, P. (1915): "Reseña geológica de la provincia de Alicante". *Boletín del Instituto Geológico de España*. Tomo XXXVI: 57-148.
- Nyong, E. E. y Olsson, R. K. (1984): "A paleoslope model of Campanian to lower Maestrichtian foraminifera in the North American Basin and adjacent continental margin". *Marine Micropaleontology*, 8: 437-477.
- Odin, G. S. (2001): "The Campanian–Maastrichtian boundary: definition at Tercis (Landes, SW France) principle, procedure, and proposal". In: *The Campanian–Maastrichtian Boundary*. Odin, G. S. (Ed). Elsevier Science B.V. 820-833.
- Odin, G. S. y Letolle, R. (1980): "Glauconitization and phosphatization significance environments: A tentative comparison". In: Bentor, J. K. (Ed): *Marine phosphorites: Geochemistry, Occurrence, Genesis*. S.E.P.M. Special Publication, 29: 227-237.
- Odin, G. S.; Arz, J. A., Caron, M.; Ion, J. y Molina, E. (2001): "Campanian – Maastrichtian planktonic foraminifera at Tercis (Landes, France); synthetic view and potential for global correlation". In: *The Campanian – Maastrichtian Boundary*. Odin, G. S. (Ed). Elsevier Science B.V. 379-395.
- Olsson, R. K. y Nyong, E. E. (1984): "A paleoslope model of Campanian – lower Maastrichtian foraminifera of New Jersey and Delaware". *Journal of Foraminiferal Research*, 14: 50-68.
- Ortega Huertas, M.; Martínez Ruiz, F. R.; Palomo, I. y Chamley, H. (1995): "Comparative mineralogical and geochemical clay sedimentation in the Betic Cordilleras and Basque-Cantabrian Basin areas at the Cretaceous-Tertiary boundary". *Sedimentary Geology*, 94: 209-227.
- Orue-Extrebarria, X.; Rocchia, R.; Pujalte, V.; Robin, E.; Apellaniz, E.; Boclet, D.; Cearreta,

- A. y Froget, L. (1995): "Biostratigraphy, geochemistry and mineralogy of the K/T boundary section of Monte Urko (Basque Country)". *Annales de Mines et de la Géologie*, 35: 65-73.
- Orue-Etxebarria, X.; Pujalte, V.; Bernaola, G.; Apellaniz, E.; Baceta, J. I.; Payros, A.; Nuñez-Betelu, K.; Serra-Kiel, J. y Tosquella, J. (2001): "Did the Late Paleocene thermal maximum affect the evolution of larger foraminifers? Evidence from calcareous plankton of the Campo section (Pyrenees, Spain)". *Marine micropaleontology*, 41: 45-71.
- Paquet, J. (1967): "*Etude géologique de l'ouest de la province de Murcie (Espagne)*". Tesis Univer. Lille. 270 pp.
- Paquet, J. (1969): "Étude géologique de l'ouest de la province de Murcie (Espagne)". *Mém. Soc. Géol. France*, N. S. 48, Mém 111.
- Pardo, A.; Ortiz, N. y Keller, G. (1996): "Latest Maastrichtian and Cretaceous-Tertiary boundary foraminiferal turnover and environmental changes at Agost, Spain". In: MacLeod, N. y Keller, G. (Eds): *The Cretaceous-Tertiary mass extinction: biotic and environmental events*. New York. W.W. Norton y Co: 139-171.
- Perch-Nielsen, K. (1985): "Mesozoic calcareous nannofossils". In: Bolli, H.M.; Saunders, J.B. y Perch-Nielsen, K. (Eds): *Plankton stratigraphy*. Cambridge University Press: 329-426.
- Perrin, C. (1987): "Solenomeris un foraminifere acervulinidae constructeur de récifs". *Revue de Micropaleontologie*, 30: 197-206.
- Perrin, C. (1994): "Morphology of encrusting and free living acervulinid foraminifera, *Acervulina*, *Gypsina* and *Solenomeris*". *Paleontology*, 37, (2): 425-458.
- Pignatelli, R.; Espejo Molina, J. A. y Crespo Zamorano, A. (1973): "Hoja Geológica Num. 893 (Elche)". Mapa Geológico de España. I.G.M.E.
- Pons, J. M.; Gallemí, J.; Höfling, R. y Moussarian, E. (1994): "Los Hippurites del Barranc del Racó, microfacies y fauna asociada (Maastrichtense superior, sur de la Provincia de Valencia)". *Cuadernos de Geología Ibérica*. 18: 273-307.
- Premoli Silva, I. y Sliter, W. V. (1995): "Cretaceous planktonic foraminiferal biostratigraphy and evolutionary trends from the Bottacioni section, Gubbio, Italy". *Palaeontographica Italica*, 82: 1-89.
- Puigdefábregas, C. y Souquet, J. A. (1986): "Tecto-sedimentary cycles and depositional sequences of the Mesozoic and Tertiary from the Pyrenees". In: Banda, E. y Wickham, S. M. (eds): *The geological evolution of the Pyrenees*. Tectonophysics, 129: 173-203.
- Puigdefábregas, C.; Muñoz, J. A. y Marzo, M. (1986): "Thrust belt depositional sequences in the eastern Pyrenees and related depositional sequences in the southern foreland basin". In: Allen, P. A. y Homewood, P. (Eds): *Foreland basins*. Special Publication of the International Association of Sedimentologists, vol 8: 229-246.
- Pujalte, V.; Orue-Etxebarria, X.; Baceta, J. I. y Payros, A. (1994): "Late Cretaceous – Middle Eocene. Sequence stratigraphy and biostratigraphy of the SW and W Pyrenees (Pamplona and Basque Basins, Spain)". *Libre des Excursions du Premier Congrès Français de Stratigraphie. Excursion Géologique*. G.E.P.: 1-118.
- Rácz, L. (1979): "Paleocene carbonate development of Ras Al Hamra, Oman". *BCREDP*, 3: 767-779.
- Ramírez del Pozo, J. y Martín-Chivelet, J. (1994): "Biostratigrafía y cronostratigrafía del Coniaciense - Maastrichtiense en el sector Prebético de Jumilla - Yecla (Murcia)". *Cuadernos de Geología Ibérica*, 18: 83-116.
- Rasser, M. W. (2000): "Coralline red algal limestones of the late Eocene alpine foreland basin in Upper Austria: Component analysis, facies and paleoecology". *Facies*, 42: 59-92.
- Reicherter, K. (1994): "The Mesozoic tectono-sedimentary evolution of the central betic seaway (External Betic Cordillera, Southern Spain)". *Tübinger Geowissenschaftliche Arbeiten, Reihe A, Band 20*. Tübingen. 264 pp.
- Reicherter, K. R. y Pletsch, T. K. (2000): "Evidence for a synchronous circum-Iberian subsidence event and its relation to the African-Iberian plate convergence in the Late Cretaceous". *Terra Nova*, 12: 141-147.
- Rey, J. (1993): "*Análisis de la cuenca subbética durante el Jurásico y Cretácico en la transversal Caravaca Vélez-Rubio*". Tesis. Universidad de Granada. 460 pp.
- Ríos, J. M., Villalon, C.; Trigueros, E. y Navarro, A. (1960): "Hoja Geológica Num. 848 (Altea)". Mapa Geológico de España. I.G.M.E.
- Ríos, J. M., Navarro, A.; Trigueros, E. y Villalón, C. (1961): "Hoja Geológica Num. 822 (Benisa)". Mapa Geológico de España. I.G.M.E.
- Robaszynski, F.; Caron, M.; González Donoso, J.M. y Wonders, A.A.H. (1984): "Atlas of Late Cretaceous Globotruncanids". *Revue de Micropaléontologie*, 26, n° 3-4: 145-305.

- Robaszynski, F. y Caron, M. (1995): "Foraminifères planctoniques du Crétacé: commentaire de la zonation Europe-Méditerranée". *Bulletin de la Société Géologique de France*, t 166, n° 6: 681-692.
- Robaszynski, F.; González-Donoso, J. M.; Linares, D.; Amédro, F.; Caron, M.; Dupuis, C.; Dhondt, A. V. y Gartner, S. (2000): "Le crétacé supérieur de la région de Kalaat Senan, Tunisie centrale. Litho-Biostratigraphy intégrée: zones d'ammonites, de foraminifères planctoniques et de nannofossiles du Turonien supérieur au Maastrichtien". *Bulletin du Centre de Recherches, Elf Exploration Production*, 22, n° 2: 359-490.
- Rodríguez Estrella, T. (1977a): "Síntesis geológica del Prebético de la provincia de Alicante. 1: Estratigrafía". *Boletín Geológico y Minero*. LXXXVIII-III: 183-214.
- Rodríguez Estrella, T. (1977b): "Síntesis geológica del Prebético de la provincia de Alicante. 2: Tectónica". *Boletín Geológico y Minero*. LXXXVIII-III: 214-237.
- Rodríguez Estrella, T. (1978): "Geología e Hidrogeología del sector de Alcaraz-Lietor-Yeste (Prov. de Albacete). Síntesis geológica de la Zona Prebética". Granada. Tesis Universidad de Granada: 755pp.
- Rodríguez Estrella, T. (1979): "Geología e Hidrogeología del sector de Alcaraz-Lietor-Yeste (Prov. de Albacete). Síntesis geológica de la Zona Prebética". Colección Memorias IGME, t. 97, vols. 1 y 2.
- Rodríguez Estrella, T. (1982): "Paleogeografía de la zona Prebética durante el Cretácico". *Cuadernos de Geología Ibérica*. 8: 615-633.
- Rodríguez Estrella, T. y Granados, L. (1975): "El Cretácico Superior de las hojas de Alcaraz-Lietor y Yeste, Zona Prebética". *I Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Cretácico en España*. Enadinsa Ed.
- Rodríguez Estrella, T.; Granados y Granados, L. F.; Saavedra, J. L. y González, A. (1980): "Estudio geológico en el sector de Carce-Salinas. Zona prebética (Provincias de Murcia y Alicante)". *Boletín Geológico y Minero*. XCI-IV: 527-548.
- Ross, C. A. (1979): "Ecology of large, shallow-water, tropical foraminifera". In: *Foraminiferal Ecology and Paleoecology*. SEPM Short Course, n° 6. Houston, Texas.
- Rossi, C. (1993): "Sedimentología y diagénesis del Paleoceno superior – Eoceno inferior en la Cuenca de Ager (Sierras Marginales, Prepirineo de Lérida)". Tesis Doctoral Universidad Complutense de Madrid. 324 pp.
- Ruiz-Ortiz, P. A. (1980): "Análisis de facies del Mesozoico de las Unidades Intermedias (entre Castril – prov. de Granada - y Jaén. Granada)". Tesis Universidad de Granada.: 272pp.
- Ruiz-Ortiz, P. A. y Castro, J. M. (1998): "Carbonate depositional sequences in shallow to hemipelagic platform deposits; Aptian, Prebetic of Alicante (SE Spain)". *Bulletin de la Société Géologique de France*, 169, n° 1: 21-33.
- Ruiz-Ortiz, P. A.; Molina, J.M; Nieto, L.M. y de Gea, G. A. (2001): "Sedimentación mesozoica en surcos y umbrales pelágicos". In: Ruíz-Ortíz, P. A.; Molina, J.M; Nieto, L.M.; Castro, J. M. y de Gea, G. A. (Eds): *Itinerarios geológicos por el Mesozoico de la Provincia de Jaén*. XIV Congreso Nacional de Sedimentología, IV Coloquio del Cretácico de España. Jaén 2001. 27-37.
- Savrdá, C. E. (1992): "Trace fossils and benthic oxygenation". In: Maples, C. G. y West, R. R. (Eds). *Trace fossils*. Short Courses in Paleontology. The Paleontological Society. N° 5: 173-196.
- Schaub, H. (1969): "L'Ilerdien: état actuel du problème". *Mem. B.R.G.M.*, 69: 259-266.
- Schaub, H. (1981): "Nummulites et Assilines de la Téthys paléogène. Taxonomie, phylogénèse et biostratigraphie". *Mém. Suisses Pal.*, 104, 105, 106, 236 pp.
- Schnack, K. (2000): "Biostratigraphie und fazielle entwicklung in der oberkreide und im altTertiär im bereich der Carga Schwelle, westliche wüste, SW Ägypten". *Berichte aus dem Fachbereich Geowissenschaften der Universität Bremen*. Nr. 151. 142 pp.
- Serra-Kiel, J.; Hottinger, L.; Caus, E.; Drobne, K.; Ferrández, C.; Jauhri, A. K.; Less, G.; Pavlovec, R.; Pignatti, J.; Samsó, J. M.; Schaub, H.; Sirel, E.; Strougo, A.; Tambareau, Y.; Tosquella, J. y Zakrevskaya, E. (1998): "Larger foraminiferal biostratigraphy of the Tethyan Paleocene and Eocene". *Bulletin de la Société Géologique de France*, t 169, n° 2: 281-299.
- Shanmugam, G. (2000): "50 years of the turbidite paradigm (1950s-1990's): deep-water processes and facies models - a critical perspective". *Marine and Petroleum Geology*, 17: 285 – 342.
- Sliter, W. V. (1972): "Upper Cretaceous planktonic foraminiferal zoogeography and ecology eastern Pacific margin". *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 12: 15-31.
- Sliter, W. V. y Baker, R. A. (1972): "Cretaceous bathymetric distribution of benthic foraminifers". *Journal of Foraminiferal Research*, 2: 167-183.
- Smit, J. (1977): "Discovery of a planktonic foraminiferal association between the Abathomphalus mayaroensis Zone and the Globigerina eugubina Zone at the Cretaceous/

- Tertiary boundary in the Barranco del Gredero (Caravaca, SE Spain)". *Proceedings of the Koninklijke Nederlandse Akademie Van Wetenschappen*. Ser. B. 80 (4): 280-301.
- Smith, A. B.; Gallemí, J.; Jeffery, C. H.; Ernst, G. y Ward, P. D. (1999): "Late Cretaceous – early Tertiary echinoids from northern Spain: implications for the Cretaceous – Tertiary extinction event". *Bulletin nat. Hist. Mus. London (Geology)*, 55 (2): 81-137.
- Soudry, D. y Lewy, Z. (1990): "Omission-surface incipient phosphate crusts on early diagenetic calcareous concretions and their possible origin, Upper Campanian, southern Israel". *Sedimentary Geology*, 66: 151-163.
- Soudry, D. y Panczer, G. (1994): "Stromatolitic phosphorites in the Eocene of the Negev (Southern Israel)". In: Bertrand-Sarfati, J. y Monty, C. (Eds): *Phanerozoic Stromatolites II*. Kluwer Acad. Publishers. vol II: 255-276.
- Speijer, R. P. (1994): "The late Paleocene benthic foraminiferal extinction as observed in the Middle Esat". *Geologica Ultraiectina-Medelingen van de Faculteit Aardwetenschappen Universiteit Utrecht*, 124: 77-90.
- Speijer, R. P. y Samir, A. M. (1994): "Globanomalina luxorensis, a pelagic marker for the Paleocene/Eocene boundary". *Geologica Ultraiectina-Medelingen van de Faculteit Aardwetenschappen Universiteit Utrecht*, 124: 65-75.
- Speijer, R. P. y Samir, A.M. (1997): "Globanomalina luxorensis, a Tethyan biostratigraphic marker of latest Paleocene global events". *Micropaleontology*, 43 (1): 51-62.
- Srivastava, S. P. y Tapscott, C. R. (1986): "Plate kinematics of the North Atlantic". In: Vogt, P. R. y Tucholke, B. E. (Eds): *The western North Atlantic region: Geology of North America*. vol M. Boulder, Colorado, Geological Society of America. 379-404.
- Stow, D. A. V. y Faugères, J. C. (Eds) (1993): "Contourites, turbidites and bottom currents". *Sedimentary Geology*, 82.
- Stow, D. A. V.; Faugères, J.-C.; Viana, A. y Gonthier, E. (1998): "Fossil contourites: a critical review". *Sedimentary Geology*, 115: 3 – 51.
- Sturrock, S. J. (1996): "Biostratigraphy". In: Emery, D. y Myers, K. J. (Eds): *Sequence Stratigraphy*. Blackwell Science: 89-107.
- Templado, D. y Mesguer, J. (1945): "Hoja Geológica Num. 872 (Alicante)". Mapa Geológico de España. I.G.M.E.
- Testa, V. y Bosence, D. J. W. (1998): "Carbonate-siliciclastic sedimentation on a high-energy, ocean-facing, tropical ramp, NE Brazil". In: Wright, V. P. y Burchette, T. P. (Eds): *Carbonate ramps*. Geological Society Special Publication, 149: 55-71.
- Tourmakine, M. y Luterbacher, H. (1985): "Paleocene and Eocene planktic foraminifera". In: Bolli, H.M.; Saunders, J.B. y Perch-Nielsen, K. (Eds): *Plankton Stratigraphy*. Cambridge University Press: 87-154.
- Trigueros, E. y Navarro, A. (1961): "Hoja Geológica Num. 869 (Jumilla)". Mapa Geológico de España. I.G.M.E.
- Van der Zwan, C. J. (2002): "The impact of Milankovitch-scale climatic forcing on sediment supply". *Sedimentary Geology*, 147: 271-294.
- Van Morkhoven, F. P. C. M.; Berggren, W. A. y Edwards, A. S. (1986): "Cenozoic cosmopolitan deep-water benthic foraminifera". Oertli, H. J. (Ed). *Elf Aquitaine*. Mem. n° 11.
- Van Veen, G. W. (1969): "Geological investigations in the region west of Caravaca, southeastern Spain". Tesis Univer. Amsterdam.
- Vera, J. A. (1986): "Las zonas externas de las Cordilleras Béticas". In: *Libro Jubilar J. M. Rios*. I.G.M.E., Tomo II: 218-237.
- Vera, J. A. (1988): "Evolución de los sistemas de depósito en el margen Ibérico de la Cordillera Bética". *Revista de la Sociedad Geológica de España*. 1 (3-4): 373-391.
- Vera, J. A. (2000): "El Terciario de la Cordillera Bética: Estado actual de conocimientos". *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 13 (2): 345-373.
- Vera, J. A. (2001): "Evolution of the South Iberian Continental Margin". In: Ziegler, P. A.; Cavaza, W.; Robertson, A. H. F. y Crasquin-Soleau, S. (Eds): *Peri-Tethys Memoir 6: Peri-Tethyan Rift/Wrench Basins and Passive Margins*. Mémoires du Muséum National d'Histoire Naturelle, 186: 109-143.
- Vera, J. A.; García-Hernández, M.; López Garrido, A. C.; Comas, M. J.; Ruiz-Ortiz, P. A. y Martín-Algarra, A. (1982): "La Cordillera Bética". In: *El Cretácico de España*. Madrid. Universidad Complutense: 515-631.
- Vera, J. A. y Martín-Algarra, A. (1994): "Mesozoic stratigraphic breaks and pelagic stromatolites in the Betic Cordillera, Southern Spain". In: Bertrand-Sarfati, J. y Monty, C. (Eds): *Phanerozoic Stromatolites II*. Kluwer Acad. Publishers. vol II: 319-344.
- Vergés, J. y Muñoz, J. A. (1990): "Thrust sequences in the southern central Pyrenees". *Bulletin de la Société Géologique de France*, vol 8 (2): 265-271.
- Verneuil, E. y Collomb, E. (1852): "Del terreno cretáceo en España". *Revista Minera*, Tomo III.
- Verneuil, E. y Collomb, E. (1856): "Itineraire géognostique dans le Sud-Est de l'Espagne". *Bulletin de la Société Géologique de*

- France. (2), 13: 674-679.
- Vilanova y Piera, J. (1867): "Note sur la géologie de la province de Valence". *Bulletin de la Société Géologique de France*, 2^a serie. Tomo XXIV.
- Vilanova y Piera, J. (1879): "Exploraciones geológicas por Castalla, Jijona y Torremanzanas". *Actas de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, Tomo VIII: 29-33.
- Vilanova y Piera, J. (1881): "Sur le Crétacé supérieur d'Alcoy". *Actas sociedad Española de Historia Natural*, t. X.
- Vilanova y Piera, J. (1881-1884): "Reseña geológica de la provincia de Valencia". *Boletín de la sociedad Geográfica de Madrid*, Tomo XI (1881), Tomo XII (1882), Tomo XIII (1883), Tomo XIV (1884).
- Vilas, L.; Arias, C.; Elízaga, E.; García de Domingo, A. y López-Olmedo, F. (1982): "Consideraciones sobre el Cretácico Inferior de la zona de Jumilla-Yecla". *Cuadernos de Geología Ibérica*, 8: 635-649.
- Vilas, L.; Martín-Chivelet, J.; Arias, C.; Giménez, R.; Ruiz-Ortíz, P. A.; Castro, J. M.; Masse, J. P. y Estévez, A. (1998): "Cretaceous carbonate platforms of the spanish Levante. Sedimentary evolution and sequence stratigraphy". *15th IAS International Congress of Sedimentology*. Alicante, Universidad de Alicante.
- von Hillebrandt, A. (1974): "Bioestratigrafía del Paleógeno en el Sureste de España (Provincias de Murcia y Alicante)". *Cuadernos de Geología*, 5: 135-153.
- Wilke, H.-G. (1988): "Stratigraphie und sedimentologie der Kreide im Nordwesten der Provinz Alicante (SE-Spanien)". *Berliner Geowissenschaftliche Abhandlungen*. Reihe A / Band 95. Berlin, 72 pp.
- Ziegler, P. A. (1988): "Evolution of the Arctic-North Atlantic and the Western Tethys". *American Association of Petroleum Geologists*. Memoir 43, 198 p.
- Ziegler, P. A. (1990): "Geological atlas of western and central Europe". Shell Internationale Petroleum Maatschappij B. V. 239 pp.

ANEXO

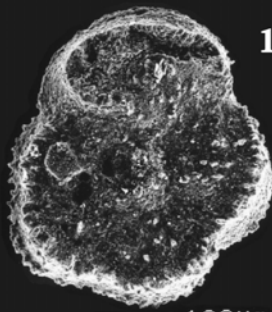
LÁMINAS FOTOGRÁFICAS

LÁMINA 1

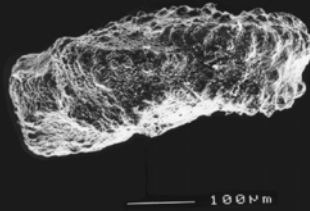
1. *Abathomphalus mayaroensis* (BOLLI, 1951). **1a** - vista umbilical (Biozona de *Abathomphalus mayaroensis*) Muestra ASP 30. Sección Aspe. **1b** - vista lateral (Biozona de *Abathomphalus mayaroensis*) Muestra ASP 28. Sección Aspe.
2. *Contusotruncana contusa* (CUSHMAN, 1926). **2a** - vista espiral. **2b** - vista lateral. **2c** - vista umbilical. (Biozona de *Gansserina gansseri*) Muestra CAR III. Sección: Cueva del Cachorro. Sierra del Carche.
3. *Contusotruncana fornicata* (PLUMMER, 1931). **3a** - vista lateral (Biozona de *Globotruncanita calcarata*) Muestra ASP 6. Sección Aspe. **3b** - vista lateral (Biozona de *Gansserina gansseri*) Muestra MAIG 81. Sección: Maigmó.
4. *Contusotruncana walfischensis* (TODD, 1970). **4a** - vista espiral (Biozona de *Gansserina gansseri*) Muestra CAR C. **4b** - vista lateral (Biozona de *Gansserina gansseri*) Muestra CAR B. Sección: Cueva del Cachorro. Sierra del Carche.
5. *Gansserina gansseri* (BOLLI, 1951). **5a** - vista espiral. **5b** - vista lateral. **5c** - vista lateral. (Biozona de *Abathomphalus mayaroensis*) Muestra ASP 30. Sección Aspe.
6. *Globotruncana aegyptiaca* NAKKADY, 1950. Vista espiral (Biozona de *Abathomphalus mayaroensis*) Muestra ASP 30. Sección Aspe.
7. *Globotruncana arca* (CUSHMAN, 1926). Vista lateral (Biozona de *Globotruncanita elevata*) Muestra MAIG 60. Sección: Maigmó.

Escala gráfica en todos los casos: 100 µm

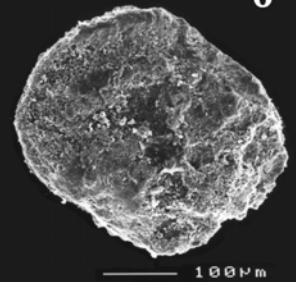
LÁMINA 1



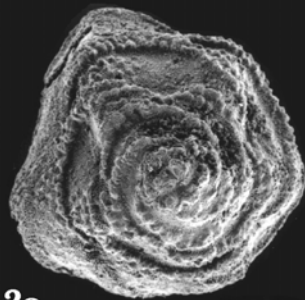
1a



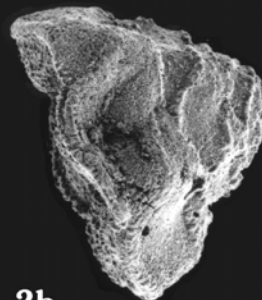
1b



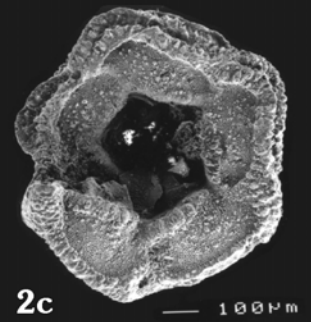
6



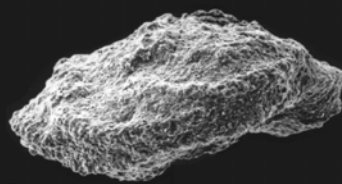
2a



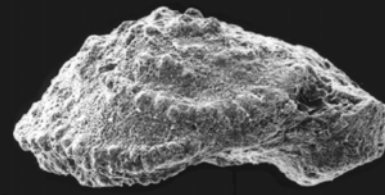
2b



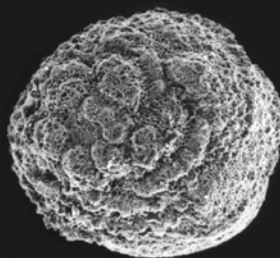
2c



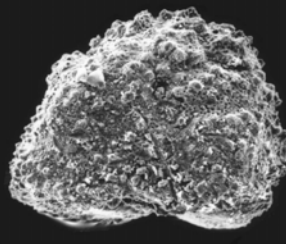
3a



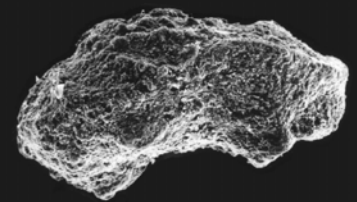
3b



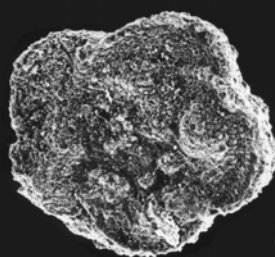
4a



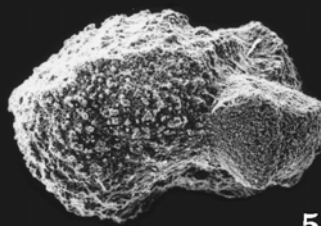
4b



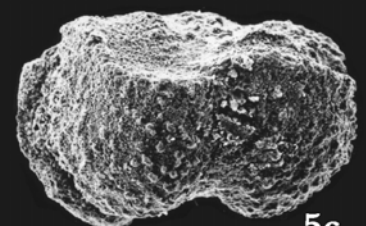
7



5a



5b



5c

LÁMINA 2

1. *Globotruncana dupeblei* CARON, GONZALEZ DONOSO, ROBASZYNSKI Y WONDERS, 1984. **1a** – vista lateral-espiral. **1b** – vista umbilical (Biozona de *Gansserina gansseri*). Muestra CAR III. Sección: Cueva del Cachorro. Sierra del Carche.
2. *Globotruncana falsostuarti* (SIGAL, 1952). Vista lateral (Biozona de *Abathomphalus mayaroensis*) Muestra ASP 30. Sección: Aspe.
3. *Globotruncana linneiana* (D'ORBIGNY, 1839). Vista lateral (Biozona de *Gansserina gansseri*) Muestra MAIG 81. Sección: Maigmó.
4. *Globotruncana mariei* BANNER Y BLOW, 1960. **4a** – vista espiral. **4b** – vista lateral (Biozona de *Gansserina gansseri*) Muestra MAIG 81. Sección: Maigmó.
5. *Globotruncana orientalis* EL NAGGAR, 1966. **5a** – vista espiral. **5b** – vista lateral. (Biozona de *Abathomphalus mayaroensis*) Muestra ASP 30. Sección: Aspe.
6. *Globotruncana rosetta* (CARSEY, 1926). Vista lateral (Biozona de *Gansserina gansseri*) Muestra ASP 24b. Sección: Aspe.
7. *Globotruncanita angulata* (TILEV, 1951). Vista lateral (Biozona de *Abathomphalus mayaroensis*) Muestra ASP 30. Sección: Aspe.
8. *Globotruncanita calcarata* (CUSHMAN, 1927). Vista umbilical (Biozona de *Globotruncanita calcarata*) Muestra MAIG 70. Sección: Maigmó.
9. *Globotruncanita elevata* (BROTZEN, 1934). **9a** – Vista espiral (Biozona de *Globotruncanita calcarata*) Muestra MAIG 69. Sección: Maigmó. **9b** - Vista lateral-espiral (Biozona de *Globotruncanita elevata*) Muestra MAIG 60. Sección: Maigmó.
10. *Globotruncanita pettersi* (GANDOLFI, 1955). Vista lateral-espiral (Biozona de *Gansserina gansseri*) Muestra CAR B. Sección: Cueva del Cachorro. Sierra del Carche.
11. *Globotruncanita subspinosa* (PESSAGNO, 1960). Vista espiral (Biozona de *Gansserina gansseri*) Muestra MAIG 81. Sección: Maigmó.

Escala gráfica en todos los casos: 100 µm

LÁMINA 2

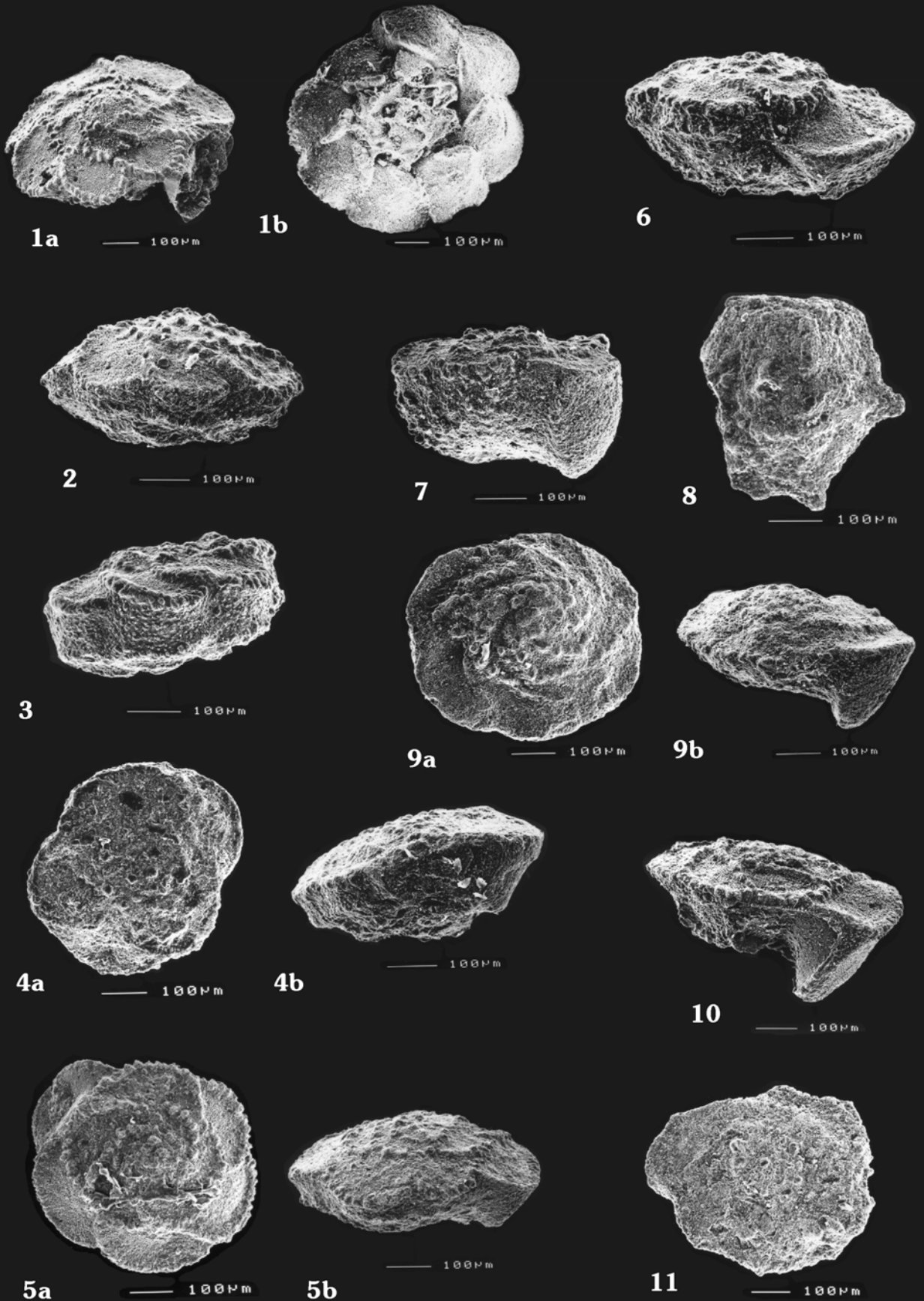


LÁMINA 3

1. *Globotruncanita stuarti* (DE LAPPARENT, 1918). Vista espiral (Biozona de *Gansserina gansseri*) Muestra CAR B. Sección: Cueva del Cachorro. Sierra del Carche.
2. *Globotruncanita stuartiformis* (DALBIEZ, 1955). **2a** – vista espiral (Biozona de *Abathomphalus mayaroensis*) Muestra ASP 30. Sección: Aspe. **2b** – vista lateral y **2c** – vista lateral (Biozona de *Globotruncanita calcarata*) Muestra MAIG 72. Sección: Maigmó.
3. *Globotruncanella* sp. REISS, 1957. **3a** – vista espiral (Biozona de *Gansserina gansseri*) Muestra MAIG 81. Sección: Maigmó. **3b** – vista lateral (Biozona de *Abathomphalus mayaroensis*) Muestra ASP 30. Sección: Aspe.
4. *Planoglobulina acervulinoides* (EGGER, 1899). Vista frontal (Biozona de *Abathomphalus mayaroensis*) Muestra MAIG 83. Sección: Maigmó.
5. *Racemiguembelina fructicosa* (EGGER, 1899). Vista frontal (Biozona de *Gansserina gansseri*) Muestra CAR III. Sección: Cueva del Cachorro. Sierra del Carche.
6. *Rugoglobigerina rotundata* BRÖNNIMANN, 1952. Vista lateral (Biozona de *Gansserina gansseri*) Muestra MAIG 81. Sección: Maigmó.
7. *Rugoglobigerina rugosa* (PLUMMER, 1926). Vista espiral (Biozona de *Abathomphalus mayaroensis*) Muestra ASP 30. Sección: Aspe.

Escala gráfica en todos los casos: 100 µm

LÁMINA 3

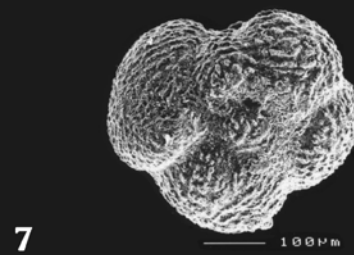
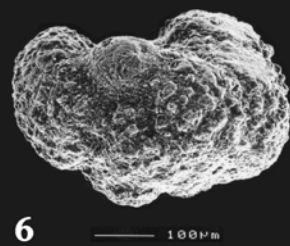
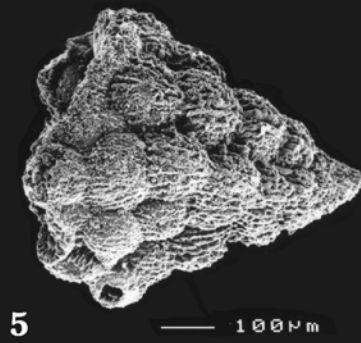
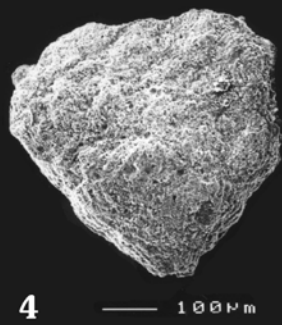
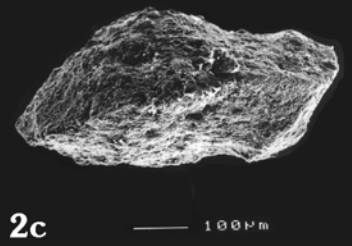
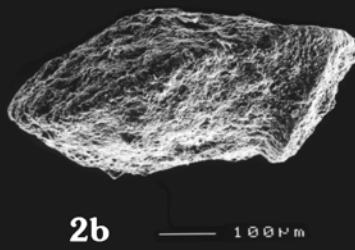
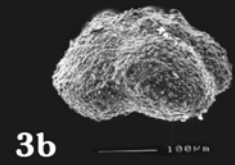
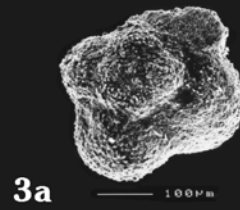
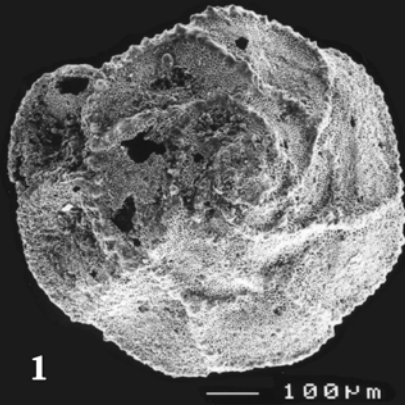


LÁMINA 4

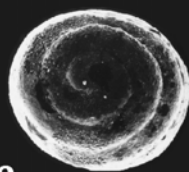
1. *Ammodiscus* sp. (Biozona de *Gansserina gansseri*) Muestra CAR III. Sección: Cueva del Cachorro. Sierra del Carche.
2. *Glomospira charoides* JONES Y PARKER. (Biozona de *Globotruncanita calcarata*) Muestra MAIG 72. Sección: Maigmó.
3. *Spiroplectammina spectabilis* (GRZYBOWSKI, 1898). Vista lateral (Biozona de *Abathomphalus mayaroensis*) Muestra ASP 30. Sección: Aspe.
4. *Verneuilina* sp. (Biozona de *Gansserina gansseri*) Muestra CAR III. Sección: Cueva del Cachorro. Sierra del Carche.
5. *Gaudryina* sp. **5a** – vista distal y **5b** – vista lateral (Biozona de *Gansserina gansseri*) Muestra CAR B. Sección: Cueva del Cachorro. Sierra del Carche.
6. *Tritaxia* sp. Vista lateral (Biozona de *Abathomphalus mayaroensis*) Muestra CAR IV. Sección: Cueva del Cachorro. Sierra del Carche.
7. *Vulvulina* sp. (Biozona de *Gansserina gansseri*) Muestra CAR III. Sección: Cueva del Cachorro. Sierra del Carche.
8. *Dorothia bulleta* (CARSEY, 1926). Vista lateral (Biozona de *Abathomphalus mayaroensis*) Muestra CAR IV. Sección: Cueva del Cachorro. Sierra del Carche.
9. *Dorothia retusa* CUSHMAN, 1926. Vista lateral (Biozona de *Abathomphalus mayaroensis*) Muestra CAR E. Sección: Cueva del Cachorro. Sierra del Carche.
10. *Dorothia pupa* (REUSS, 1860). Vista lateral (Biozona de *Morozovella angulata*) Muestra CV 8. Sección: Caravaca.
11. *Marssonella oxycona* (REUSS, 1860). Vista lateral (Biozona de *Abathomphalus mayaroensis*) Muestra CAR IV. Sección: Cueva del Cachorro. Sierra del Carche.
12. *Neoflabellina jarvisi* (CUSHMAN, 1935). Vista lateral (Biozona de *Praemurica uncinata*) Muestra CV 6. Sección: Caravaca.
13. *Neoflabellina* sp. Vista lateral (Biozona de *Abathomphalus mayaroensis*) Muestra CAR IV. Sección: Cueva del Cachorro. Sierra del Carche.

Escala gráfica en todos los casos: 100 µm

LÁMINA 4



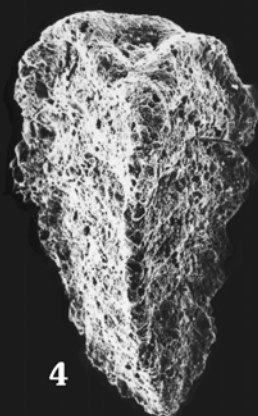
1



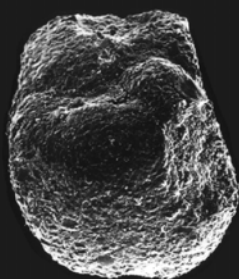
2



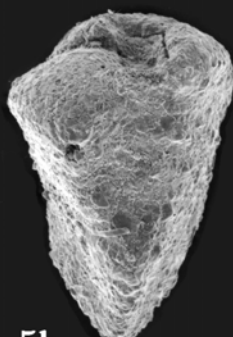
3



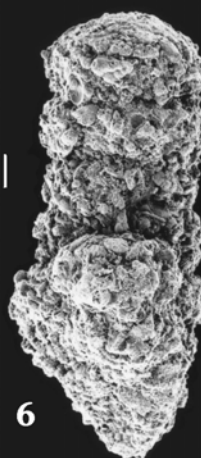
4



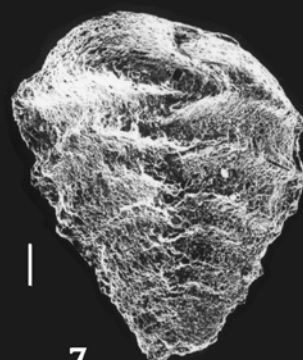
5a



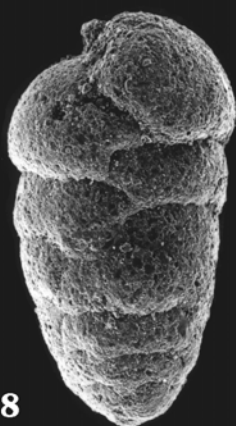
5b



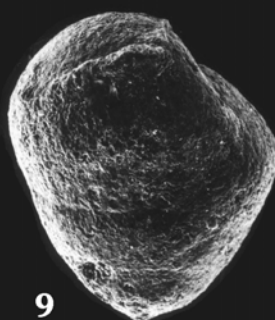
6



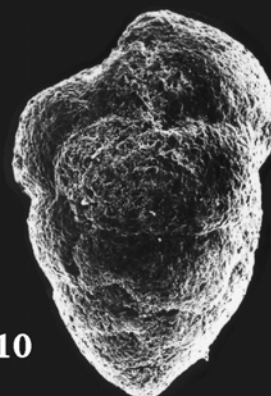
7



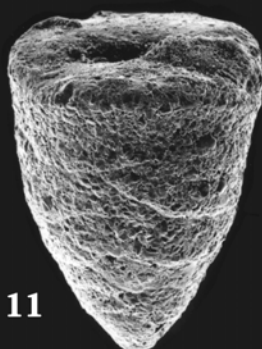
8



9



10



11



12



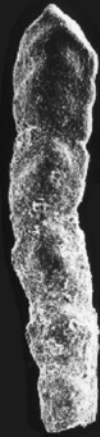
13

LÁMINA 5

1. *Bolivinopsis clotho* (GRZYBOWSKI). Vista frontal (Biozona de *Abathomphalus mayaroensis*) Muestra CV -7. Sección: Caravaca.
2. *Bolivinoides decoratus* (JONES, 1886). Vista frontal (Biozona de *Abathomphalus mayaroensis*) Muestra ASP 30. Sección: Aspe.
3. *Bolivinoides delicatulus* (CUSHMAN, 1927). Vista frontal (Biozona de *S. pseudobulloides*) Muestra CV 1. Sección: Caravaca.
4. *Bolivinoides draco draco* (MARSSON, 1878). Vista frontal (Biozona de *Abathomphalus mayaroensis*) Muestra ASP 30. Sección: Aspe.
5. *Coryphostoma decurrens* (EHRENBERG, 1854). Vista frontal (Biozona de *Gansserina gansseri*) Muestra CAR B. Sección: Cueva del Cachorro. Sierra del Carche.
6. *Coryphostoma incrassata* (REUSS, 1851). Vista frontal (Biozona de *Abathomphalus mayaroensis*) Muestra ASP 30. Sección: Aspe.
7. *Coryphostoma midwayensis* (CUSHMAN, 1936). Vista frontal (Biozona de *Abathomphalus mayaroensis*) Muestra ASP 30. Sección: Aspe.
8. *Coryphostoma plaitum* (CARSEY, 1926). Vista frontal (Biozona de *Abathomphalus mayaroensis*) Muestra CAR E. Sección: Cueva del Cachorro. Sierra del Carche.
9. *Aragonia velascoensis* (CUSHMAN, 1925). Vista frontal (Biozona de *Praemurica uncinata*) Muestra CV 6. Sección: Caravaca.
10. *Loxostomun eleyi* (CUSHMAN, 1927). Vista frontal (Biozona de *Abathomphalus mayaroensis*) Muestra ASP 30. Sección: Aspe.
11. *Eouvigerina subsculptura* MCNEILL Y CALDWELL, 1981. **11a** – Vista lateral. **11b** – detalle de la pared sobre la que se reconocen algunos cocolitos. (Biozona de *Gansserina gansseri*) Muestra CAR B. Sección: Cueva del Cachorro. Sierra del Carche.

Escala gráfica en todos los casos: 100 µm

LÁMINA 5



1



2



3



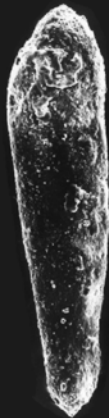
4



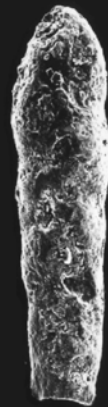
5



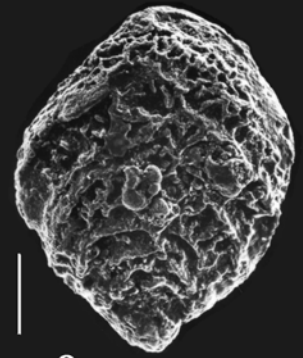
6



7



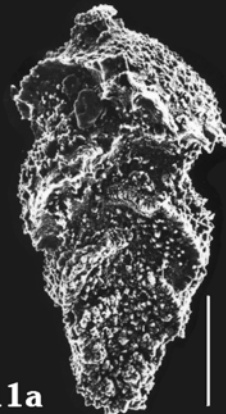
8



9



10



11a



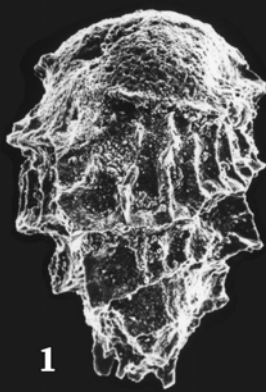
11b

LÁMINA 6

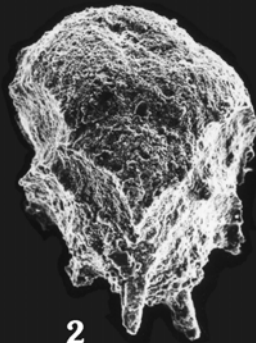
1. *Bulimina trinitatensis* CUSHMAN Y JARVIS 1928. Vista lateral (Biozona de *S. pseudobulloides*) Muestra CV 1. Sección: Caravaca.
2. *Reussella szajnochae* (GRZYBOWSKI, 1896) Vista lateral (Biozona de *Abathomphalus mayaroensis*) Muestra ASP 30. Sección: Aspe.
3. *Frondicularia* sp. (Biozona de *Abathomphalus mayaroensis*) Muestra ASP 30. Sección: Aspe.
4. *Heterostomella* sp. (Biozona de *Abathomphalus mayaroensis*) Muestra ASP 30. Sección: Aspe.
5. *Cibicides beaumontianus* (D'ORBIGNY, 1840). **5a** – vista espiral y **5b** – vista umbilical. (Biozona de *Gansserina gansseri*) Muestra CAR III. Sección: Cueva del Cachorro. Sierra del Carche.
6. *Cibicoides dayi* (WHITE, 1928). Vista espiral (Biozona de *S. pseudobulloides*) Muestra CV 1. Sección: Caravaca.
7. *Nuttallinella florealis* (WHITE, 1928). **7a** – vista espiral y **7b** – vista umbilical (Biozona de *Praemurica trinidadensis*) Muestra CV 5. Sección: Caravaca.
8. *Angulogavelinella gracilis* (MARSSON, 1878). Vista umbilical (Biozona de *Abathomphalus mayaroensis*) Muestra PIL 8/3. Sección: Torremanzanas.
9. *Pullenia* sp. Vista lateral (Biozona de *Praemurica trinidadensis*) Muestra CV 5. Sección: Caravaca.
10. *Quadrinorphina* sp. Vista umbilical (Biozona de *Morozovella angulata*) Muestra CV 8. Sección: Caravaca.
11. *Valvalabamina depressa* (ALTH, 1850). Vista umbilical (Biozona de *Gansserina gansseri*) Muestra CAR B. Sección: Cueva del Cachorro. Sierra del Carche.

Escala gráfica en todos los casos: 100 µm

LÁMINA 6



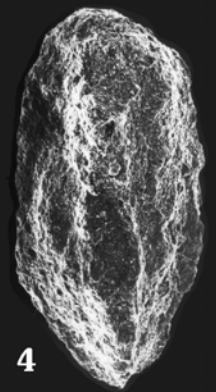
1



2



3



4



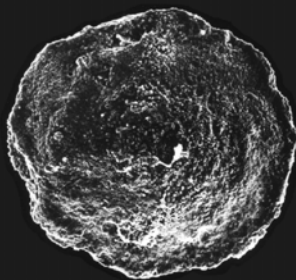
5a



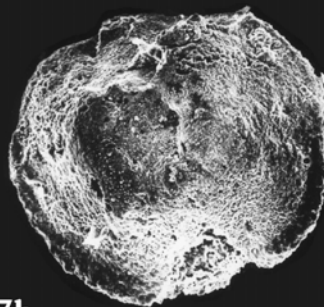
5b



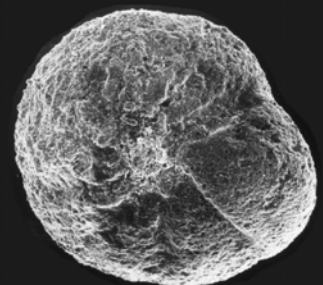
6



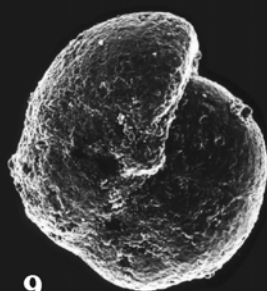
7a



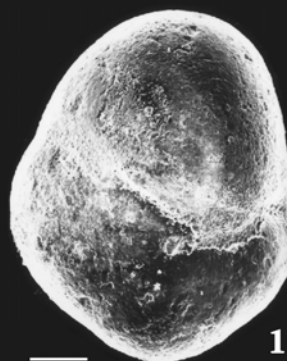
7b



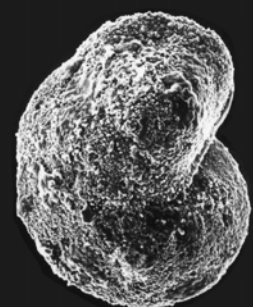
8



9



10



11

LÁMINA 7

1. *Valvalabamina* sp. Vista umbilical (Biozona de *Morozovella angulata*) Muestra CV 8. Sección: Caravaca.
2. *Globorotalites* sp. Vista espiral-periférica (Biozona de *Abathomphalus mayaroensis*) Muestra ASP 30. Sección: Aspe.
3. *Oridorsalis plummerae* (CUSHMAN). Vista espiral (Biozona de *S. pseudobulloides*) Muestra CV 1. Sección: Caravaca.
4. *Gyroidinoides globosus* (HAGENOW, 1842). **4a** – vista periférica (Biozona de *Morozovella angulata*) Muestra CV 8. Sección: Caravaca. **4b** – vista espiral (Biozona de *Praemurica uncinata*) Muestra CV 6. Sección: Caravaca.
5. *Angulogavelinella avnimelechi* (REISS, 1952). Vista umbilical (Biozona de *Acarinina soldadoensis*) Muestra ASP 36. Sección: Aspe.
6. *Gavelinella becariiiformis* (WHITE, 1928). Vista umbilical (Biozona de *Abathomphalus mayaroensis*) Muestra CV -7. Sección: Caravaca.
7. *Gavelinella pertusa* (MARSSON). (Biozona de *Acarinina soldadoensis*) Muestra MAIG 84.
8. *Stensioina pommerana* BROTZEN, 1940. Vista espiral (Biozona de *Abathomphalus mayaroensis*) Muestra ASP 30. Sección: Aspe.

Escala gráfica en todos los casos: 100 µm

LÁMINA 7

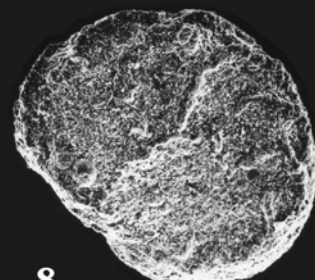
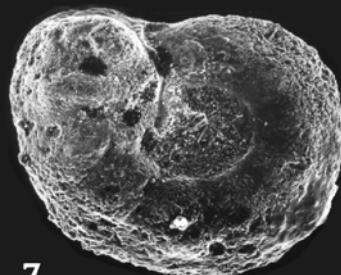
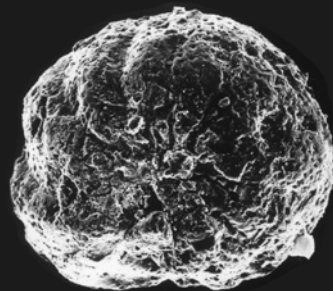
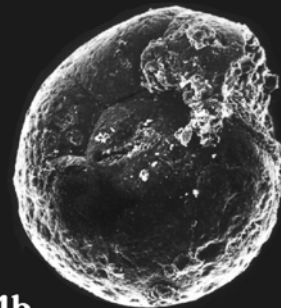
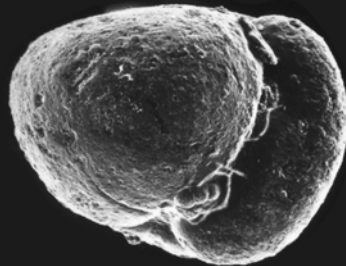
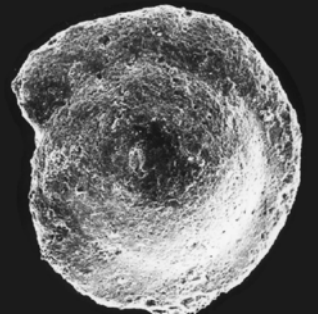
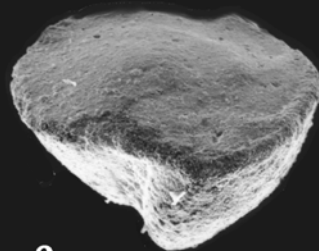
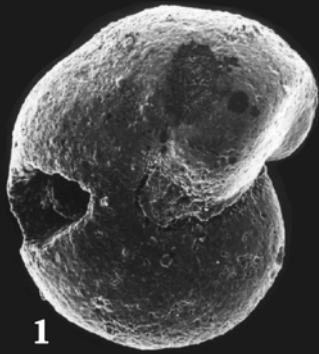


LÁMINA 8

1. *Abathomphalus mayaroensis* (BOLLI, 1951). Muestra ALF 11. Sección: Alfáz del Pí.
2. *Abathomphalus mayaroensis* (BOLLI, 1951). (Biozona de *Abathomphalus mayaroensis*) Muestra ASP 29. Sección: Aspe.
3. *Contusotruncana contusa* (CUSHMAN, 1926). (Biozona de *Abathomphalus mayaroensis*) Muestra CAR 35. Sección: Cueva del Cachorro. Sierra del Carche.
4. *Contusotruncana patelliformis* (GANDOLFI, 1955). (Biozona de *Gansserina gansseri*) Muestra CAR 25. Sección: Cueva del Cachorro. Sierra del Carche.
5. *Contusotruncana walfischensis* (TODD, 1970). (Biozona de *Gansserina gansseri*) Muestra AIX 55a. Sección: Aixorta.
6. *Contusotruncana walfischensis* (TODD, 1970). (Biozona de *Gansserina gansseri*) Muestra CAR 29. Sección: Cueva del Cachorro. Sierra del Carche.
7. *Dicarinella asymetrica* (SIGAL, 1952). (Biozona de *Dicarinella asymetrica*) Muestra JIJ 2/3. Sección: Jijona A.
8. *Dicarinella asymetrica* (SIGAL, 1952). (Biozona de *Dicarinella asymetrica*) Muestra JIJ 2/2. Sección: Jijona A.

Escala gráfica en todos los casos: 0,5 mm

LÁMINA 8

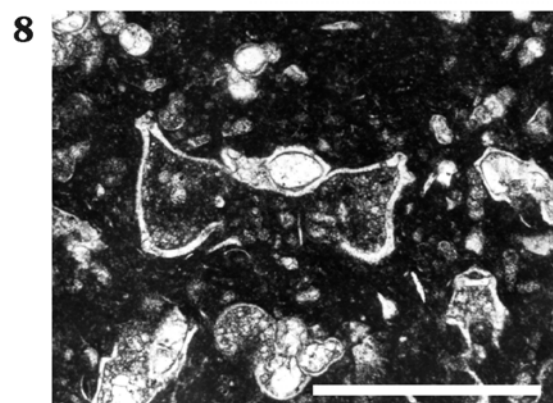
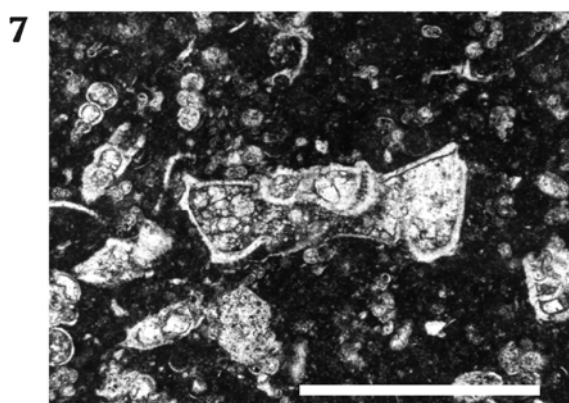
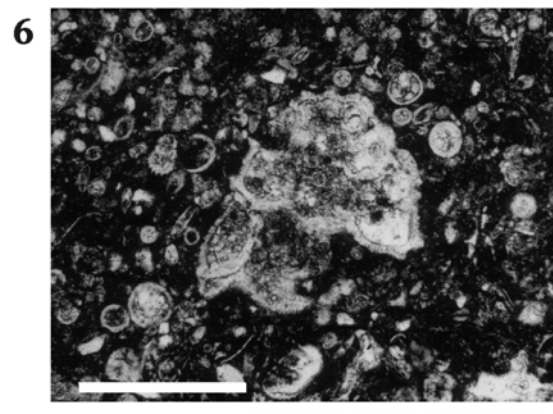
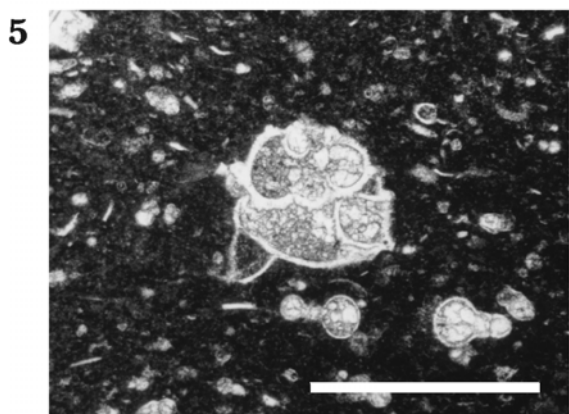
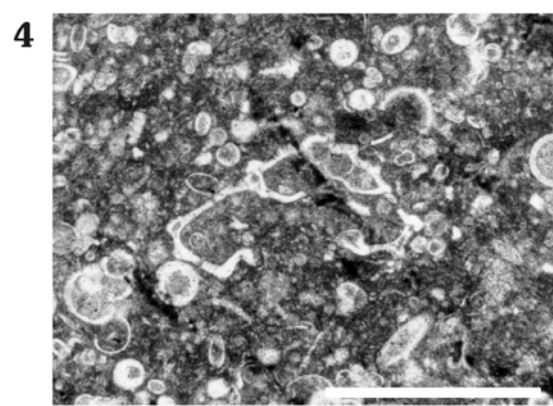
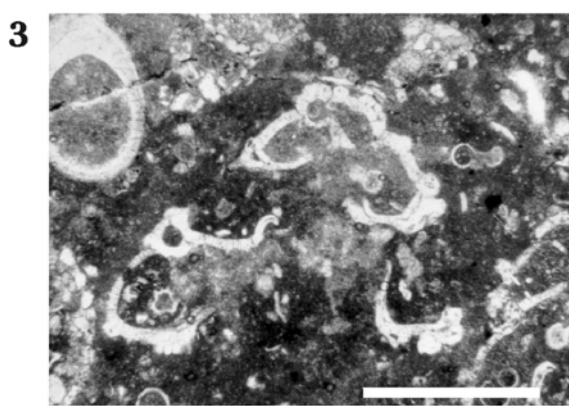
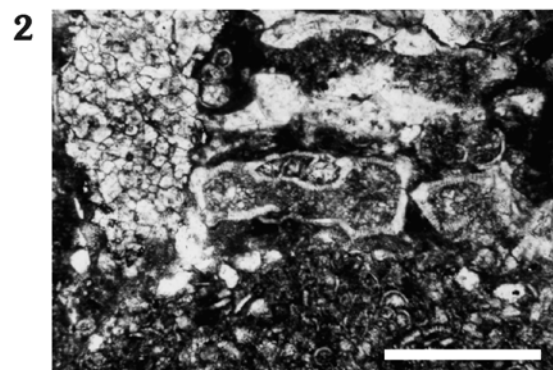
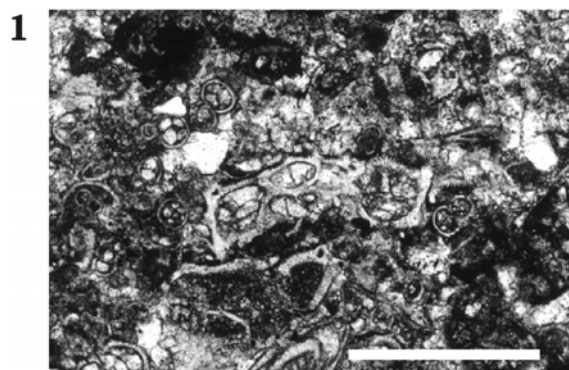


LÁMINA 9

1. *Dicarinella concavata* (BROTZEN, 1934). (Biozona de *Dicarinella asymetrica*) Muestra MAIG 39. Sección: Maigmó.
2. *Gansserina gansseri* (BOLLI, 1951). (Biozona de *Gansserina gansseri*) Muestra ALF 4. Sección: Alfáz del Pí.
3. *Gansserina gansseri* (BOLLI, 1951). (Biozona de *Gansserina gansseri*) Muestra ASP 19. Sección: Aspe.
4. *Globotruncana aegyptiaca* NAKKADY, 1950. (Biozona de *Gansserina gansseri*) Muestra PIL 7/1. Sección: Torremanzanas.
5. *Globotruncana aegyptiaca* NAKKADY, 1950. (Biozona de *Globotruncanita calcarata*) Muestra ASP 9. Sección: Aspe.
6. *Globotruncana arca* (CUSHMAN, 1926). (Biozona de *Gansserina gansseri*) Muestra PIL 5/2. Sección: Torremanzanas.
7. *Globotruncana arca* (CUSHMAN, 1926). (Biozona de *Gansserina gansseri*) Muestra AIX 49. Sección: Aixorta.
8. *Globotruncana bulloides* VOGLER, 1941. (Biozona de *Globotruncanita calcarata*) Muestra ASP 5. Sección: Aspe.

Escala gráfica en todos los casos: 0,5 mm

LÁMINA 9

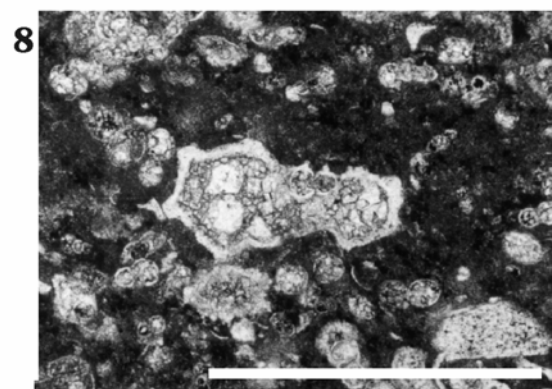
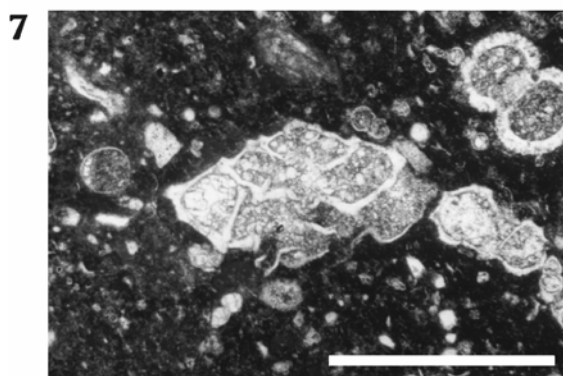
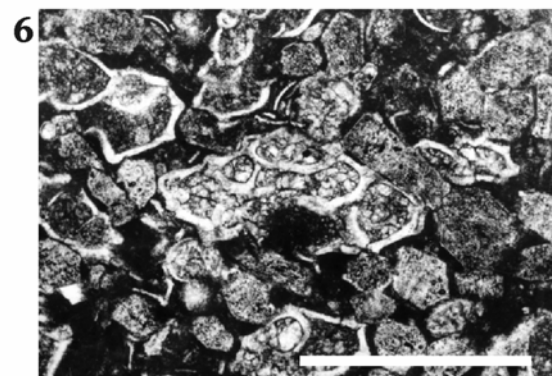
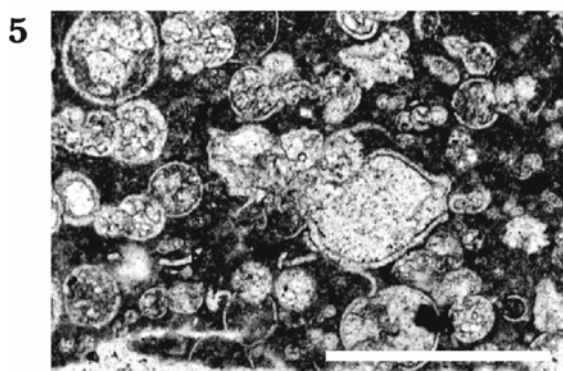
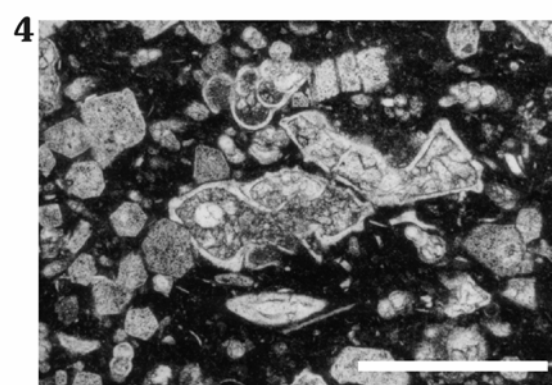
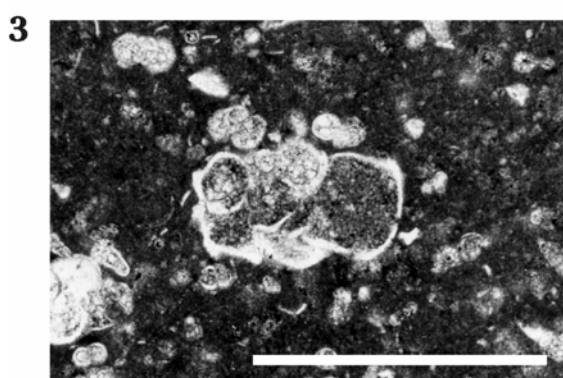
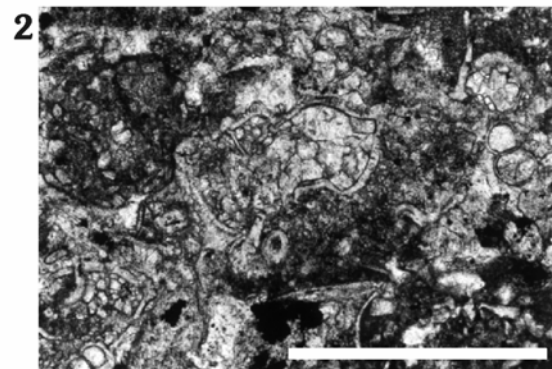
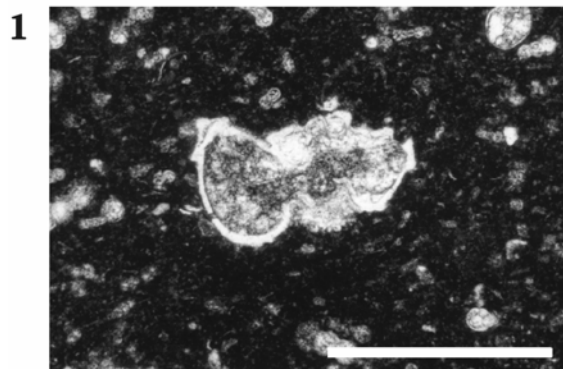


LÁMINA 10

1. *Globotruncana falsostuarti* (SIGAL, 1952). (Biozona de *Gansserina gansseri*) Muestra JQ E3. Sección: Caravaca.
2. *Globotruncana falsostuarti* (SIGAL, 1952). (Biozona de *Abathomphalus mayaroensis*) Muestra RAS I. Sección: Raspay. Sierra del Carche.
3. *Globotruncana linneiana* (D'ORBIGNY, 1839). (Biozona de *Globotruncanita calcarata*) Muestra ASP 9. Sección: Aspe.
4. *Globotruncana ventricosa* WHITE, 1928. (Biozona de *Gansserina gansseri*) Muestra AIX 51. Sección: Aixorta.
5. *Globotruncanella havanensis* (VOORWIJK, 1937). (Biozona de *Gansserina gansseri*) Muestra PIL 6/1. Sección: Torremanzanas.
6. *Globotruncanita angulata* (TILEV, 1951). (Biozona de *Gansserina gansseri*) Muestra AIX 54. Sección: Aixorta.
7. *Globotruncanita calcarata* (CUSHMAN, 1927). (Biozona de *Globotruncanita calcarata*) Muestra ASP 4. Sección: Aspe.
8. *Globotruncanita calcarata* (CUSHMAN, 1927). (Biozona de *Globotruncanita calcarata*) Muestra QP XXII. Sección: Caravaca.

Escala gráfica en todos los casos: 0,5 mm

LÁMINA 10

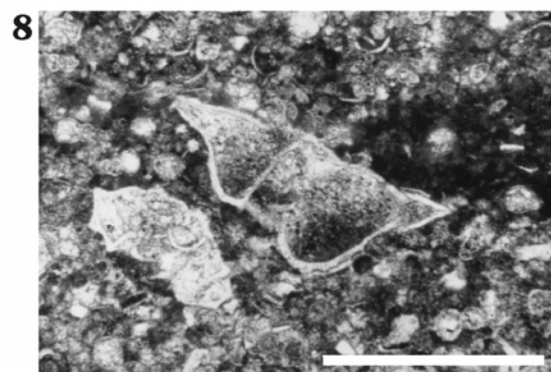
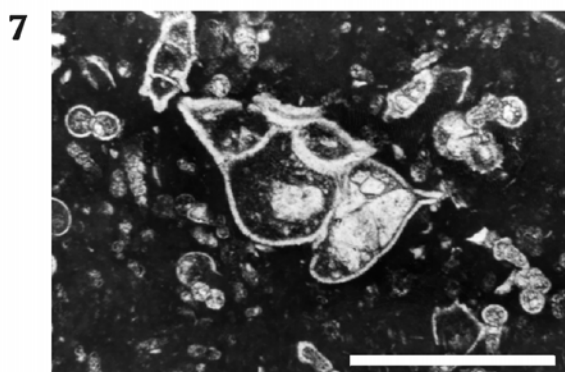
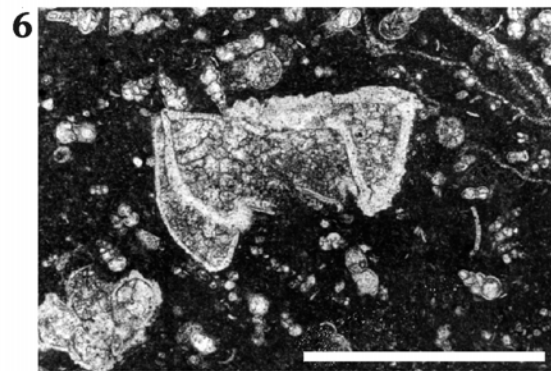
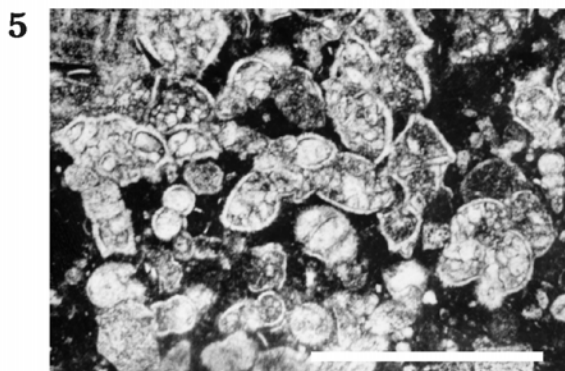
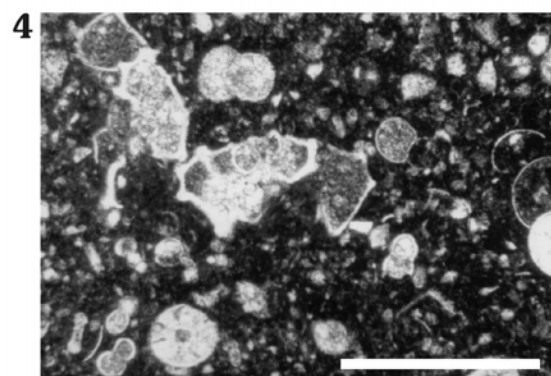
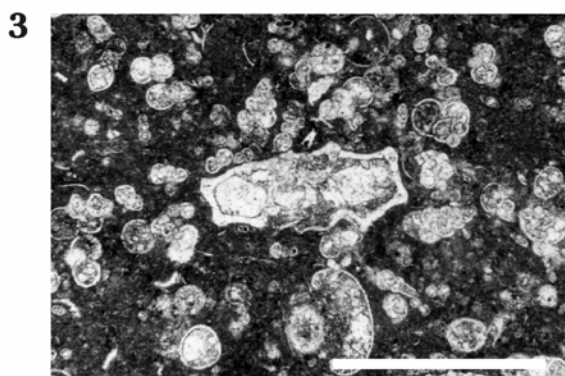
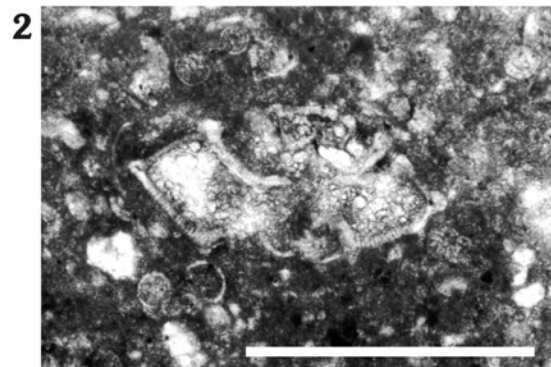
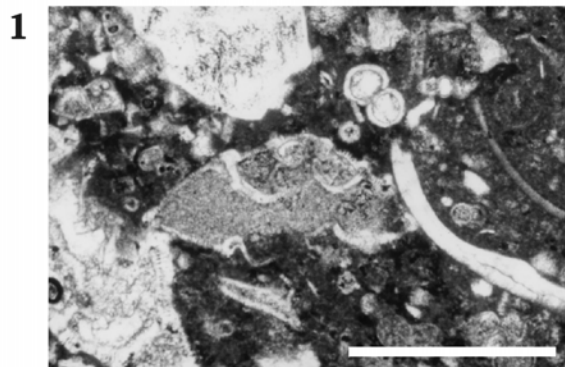


LÁMINA 11

1. *Globotruncanita conica* (WHITE, 1928). (Biozona de *Gansserina gansseri*) Muestra ASP 23a. Sección: Aspe.
2. *Globotruncanita elevata* (BROTZEN, 1934). (Biozona de *Globotruncana ventricosa*) Muestra JIJ 4/5. Sección: Jijona A.
3. *Globotruncanita elevata* (BROTZEN, 1934). (Biozona de *Dicarinella asymetrica*) Muestra MAIG 56. Sección: Maigmó.
4. *Globotruncanita stuarti* (DE LAPPARENT, 1918). (Biozona de *Gansserina gansseri*) Muestra PIL 7/3. Sección: Torremanzanas.
5. *Hedbergella holmdelensis* OLSSON, 1964. (Biozona de *Globotruncanita calcarata*) Muestra ALF 2. Sección: Alfáz del Pi.
6. *Racemiguembelina fruticosa* (EGGER, 1899). (Biozona de *Abathomphalus mayaroensis*) Muestra AIX 65. Sección: Aixorta.
7. *Rugoglobigerina milamensis* SMITH Y PESSAGNO, 1973. (Biozona de *Gansserina gansseri*) Muestra PIL 5/5. Sección: Torremanzanas.
8. *Rugoglobigerina pennyi* BRÖNNIMANN, 1952. (Biozona de *Gansserina gansseri*) Muestra PIL 5/4. Sección: Torremanzanas.

Escala gráfica en todos los casos: 0,5 mm

LÁMINA 11

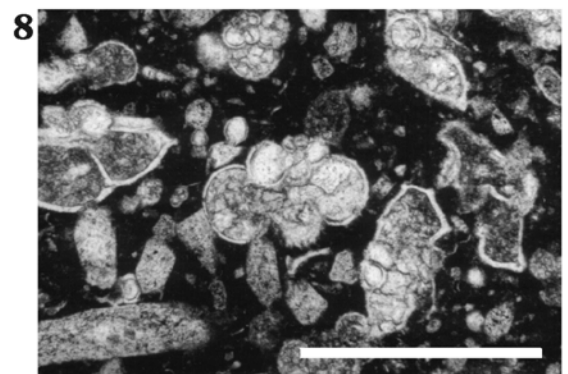
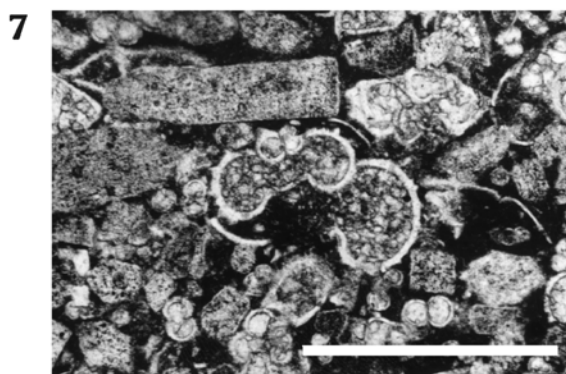
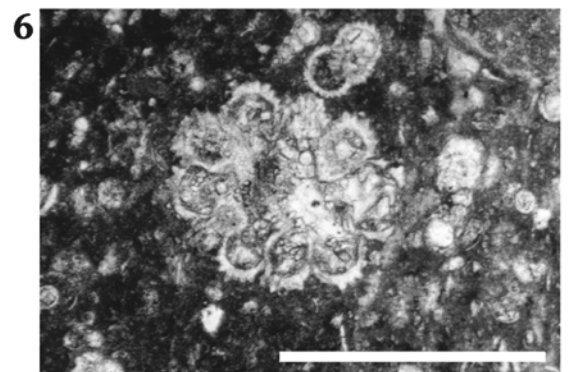
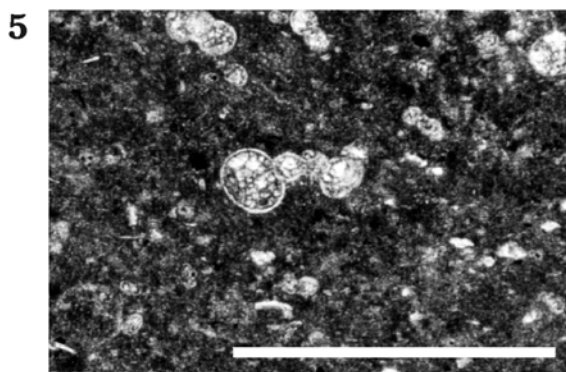
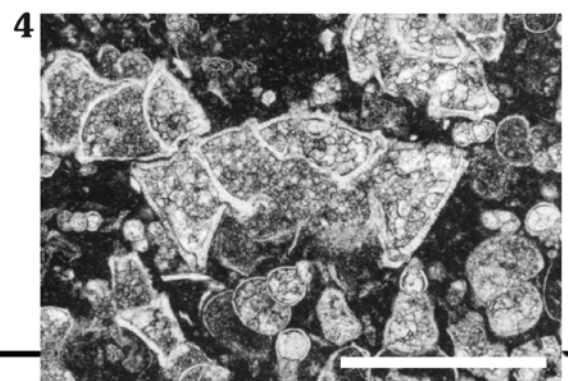
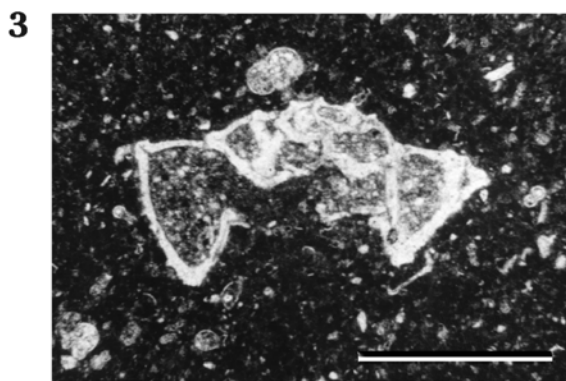
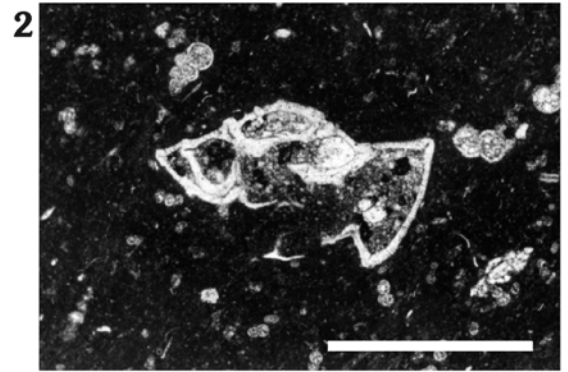
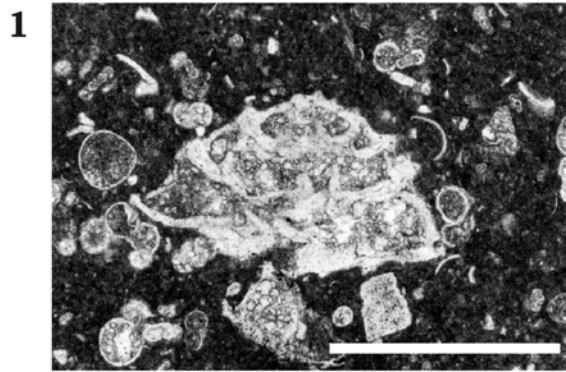


LÁMINA 12

1. *Rugoglobigerina rotundata* BRÖNNIMANN, 1952. (Biozona de *Abathomphalus mayaroensis*) Muestra CAR 37a. Sección: Cueva del Cachorro. Sierra del Carche.
2. *Rugoglobigerina rugosa* (PLUMMER, 1926). (Biozona de *Gansserina gansseri*) Muestra MAIG 79. Sección: Maigmó.
3. *Rugoglobigerina rugosa* (PLUMMER, 1926). (Biozona de *Gansserina gansseri*) Muestra RAS 3. Sección: Raspay. Sierra del Carche.
4. *Rugoglobigerina scotti* (BRÖNNIMANN, 1952). (Biozona de *Abathomphalus mayaroensis*) Muestra RAS 8. Sección: Raspay. Sierra del Carche.
5. *Rugoglobigerina scotti* (BRÖNNIMANN, 1952). (Biozona de *Abathomphalus mayaroensis*) Muestra CAR 35. Sección: Cueva del Cachorro. Sierra del Carche.
6. *Shackoina* sp. (Biozona de *Globotruncana falsostuarti*) Muestra XIX 6/4. Sección: Jijona B.

Escala gráfica en todos los casos: 0,5 mm

LÁMINA 12

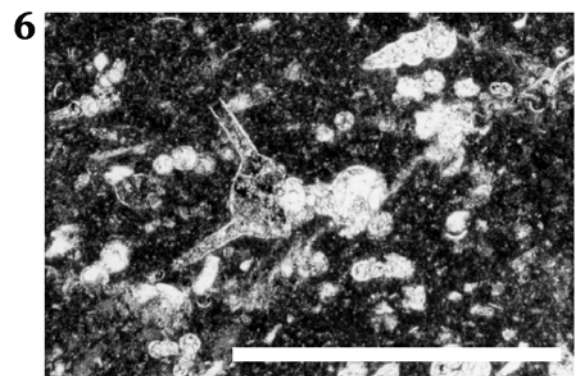
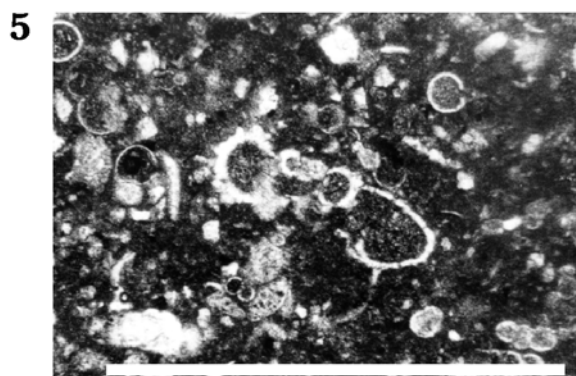
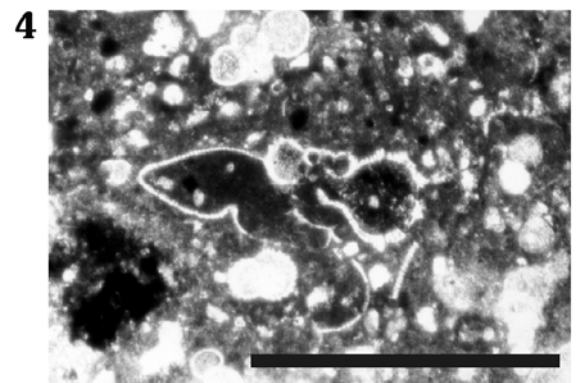
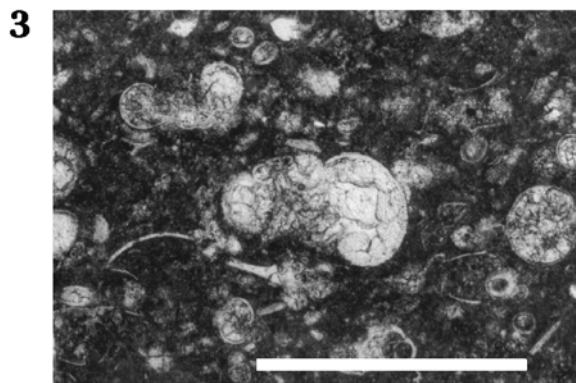
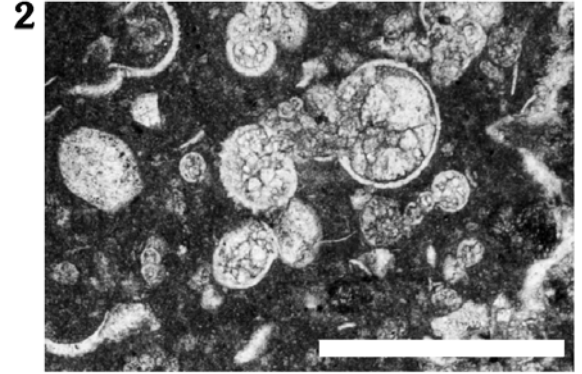
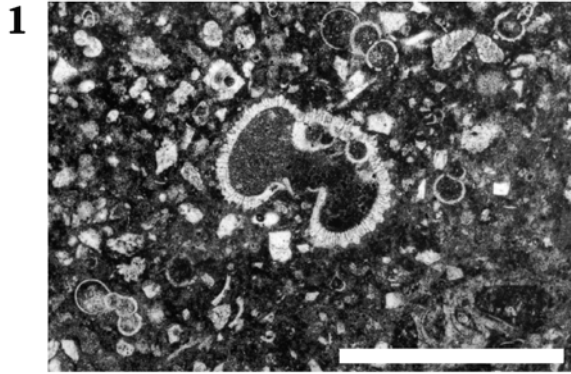


LÁMINA 13

1. *Assilina yvetteae* SCHAUB, 1981. Sección axial (Biozona SBZ 4) Muestra CAR 89. Sección: Cueva del Cachorro. Sierra del Carche.
2. *Assilina yvetteae* SCHAUB, 1981. Sección ecuatorial (Biozona SBZ 4) Muestra CAR 89. Sección: Cueva del Cachorro. Sierra del Carche.
3. *Assilina* sp. Sección ecuatorial (Biozona SBZ 4) Muestra CAR 89. Sección: Cueva del Cachorro. Sierra del Carche.
4. *Coskinon rajkae* HOTTINGER Y DROBNE, 1980. (Biozona SBZ 3) Muestra CAR 84. Sección: Cueva del Cachorro. Sierra del Carche.
5. *Criobulimina carniolica* HOTTINGER Y DROBNE, 1980. (Biozona SBZ 4) Muestra CAR 100a. Sección: Cueva del Cachorro. Sierra del Carche.
6. *Daviesina* sp. Sección axial (Biozona SBZ 4) Muestra CAR 87c. Sección: Cueva del Cachorro. Sierra del Carche.
7. *Daviesina garumnensis* TAMBAREAU, 1972. Sección ecuatorial (Biozona SBZ 4) Muestra CAR 89. Sección: Cueva del Cachorro. Sierra del Carche.
8. *Discocyclina* sp. Sección axial (Biozona SBZ 3) Muestra CAR 84. Sección: Cueva del Cachorro. Sierra del Carche.

Escala gráfica en todos los casos: 0,5 mm

LÁMINA 13

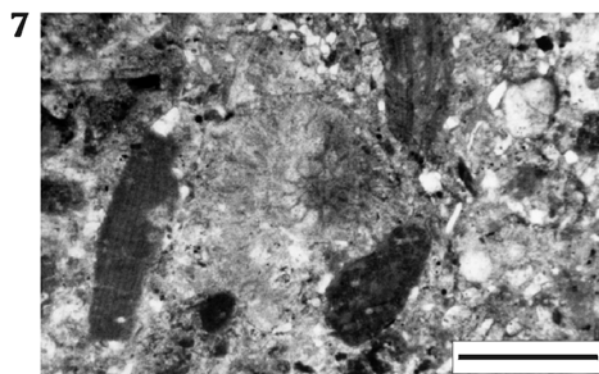
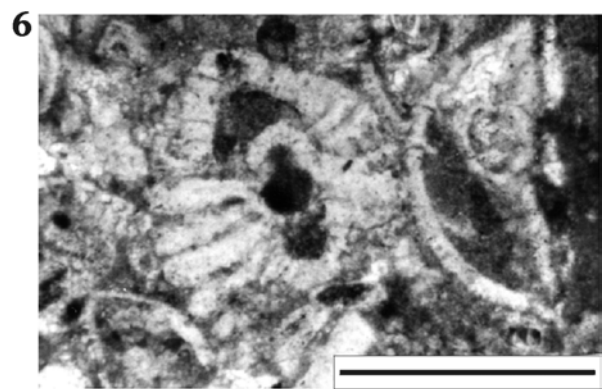
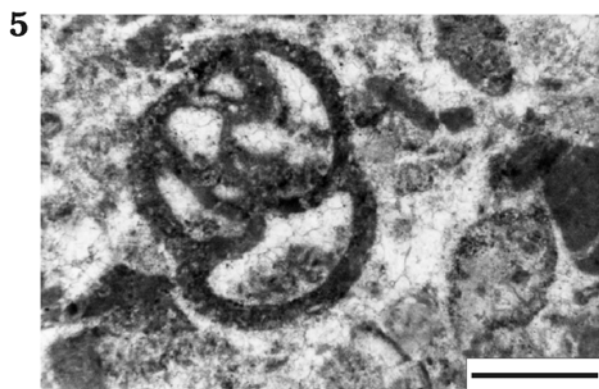
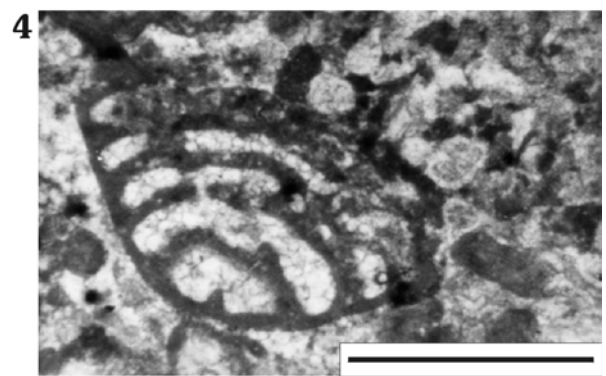
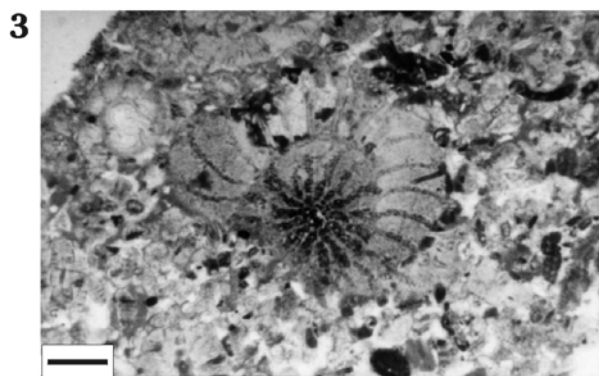
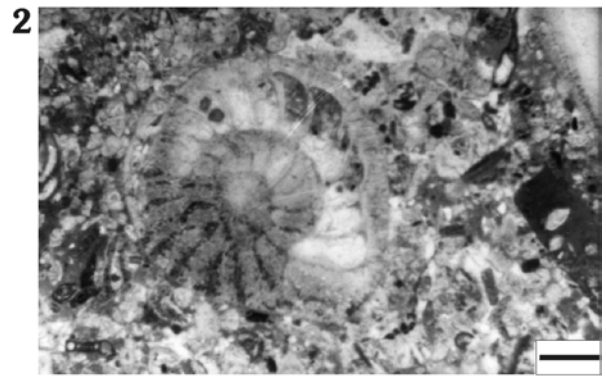
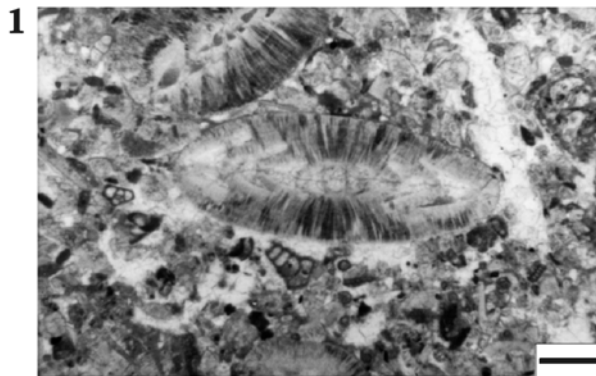


LÁMINA 14

1. *Discocyclina seunesi* (DOUVILLÉ, 1922). Sección axial (Biozona SBZ 3) Muestra CAR 75. Sección: Cueva del Cachorro. Sierra del Carche.
2. *Glomalveolina levis* (HOTTINGER, 1960). (Biozona SBZ 4) Muestra CAR 89. Sección: Cueva del Cachorro. Sierra del Carche.
3. *Glomalveolina telemetensis* (HOTTINGER, 1960). Sección axial (Biozona SBZ 4) Muestra CAR 87c. Sección: Cueva del Cachorro. Sierra del Carche.
4. *Haddonina* sp. cubierta por algas rodofíceas. (Biozona SBZ 4) Muestra CAR 100a. Sección: Cueva del Cachorro. Sierra del Carche.
5. *Hottingerina lukasi* DROBNE, 1975. (Biozona SBZ 4) Muestra CAR 89. Sección: Cueva del Cachorro. Sierra del Carche.
6. *Idalina sinjarica* GRIMSDALE, 1952. (Biozona SBZ 4) Muestra CAR 87a. Sección: Cueva del Cachorro. Sierra del Carche.
7. *Kathina* sp. (Biozona SBZ 2) Muestra CAR 67. Sección: Cueva del Cachorro. Sierra del Carche.
8. *Kathina subsphaerica* SIREL, 1972. (Biozona SBZ 4) Muestra CAR 89. Sección: Cueva del Cachorro. Sierra del Carche.

Escala gráfica en todos los casos: 0,5 mm

LÁMINA 14

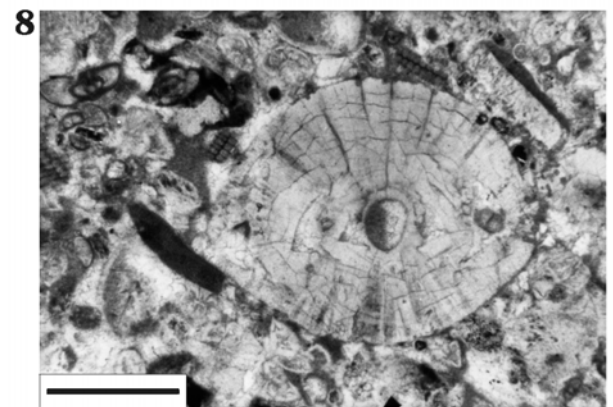
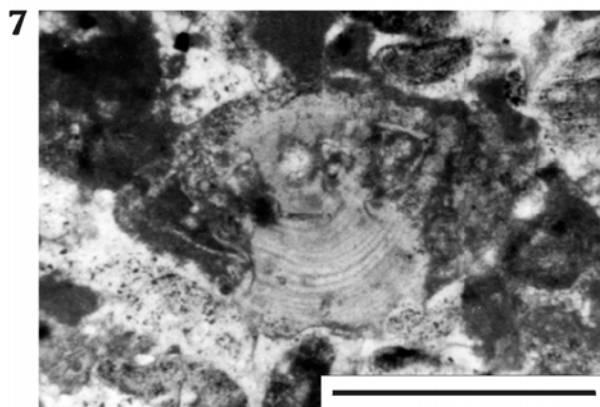
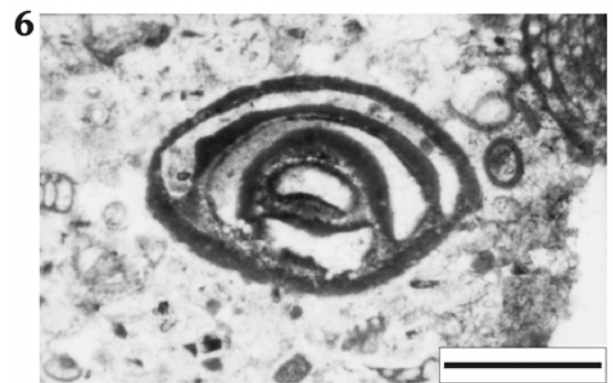
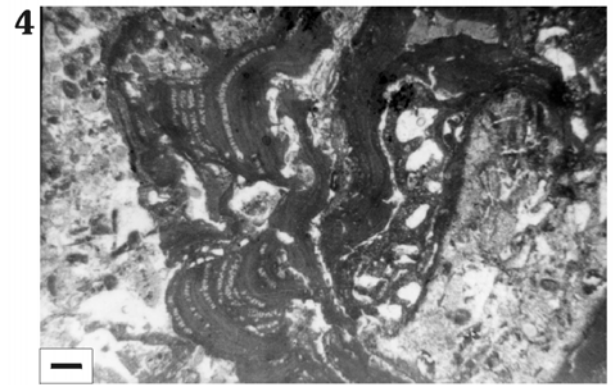
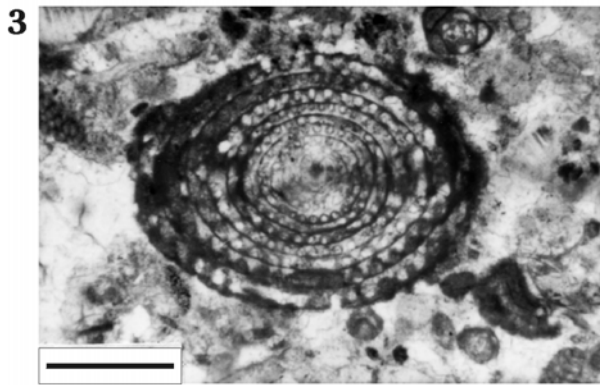
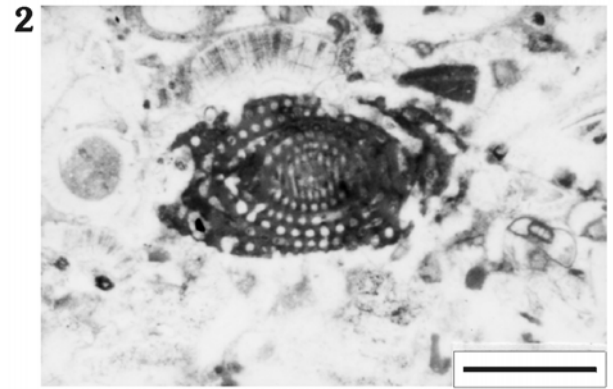
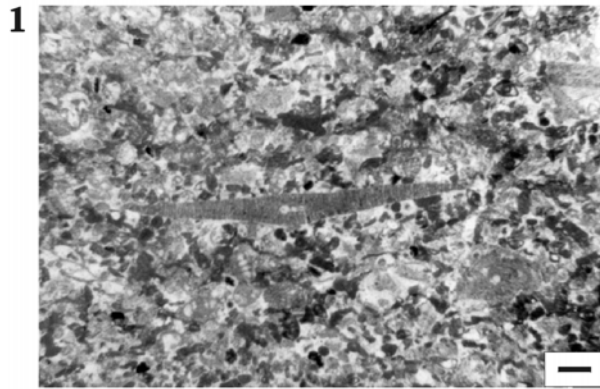


LÁMINA 15

1. *Lacazina* sp. Forma B. Sección oblicua (Biozona SBZ 4) Muestra CAR 89. Sección: Cueva del Cachorro. Sierra del Carche.
2. *Lacazina* sp. Forma A. Sección oblicua que corta el trematóforo (Biozona SBZ 4) Muestra CAR 89. Sección: Cueva del Cachorro. Sierra del Carche.
3. *Linaresia* sp. (Biozona SBZ 3) Muestra CAR 83. Sección: Cueva del Cachorro. Sierra del Carche.
4. *Miliola* sp. (Biozona SBZ 4) Muestra CAR 89. Sección: Cueva del Cachorro. Sierra del Carche.
5. *Miscellanea* aff. *yvettae* LEPPIG, 1988. (Biozona SBZ 4) Muestra CAR 100a. Sección: Cueva del Cachorro. Sierra del Carche.
6. *Miscellanea* aff. *yvettae* LEPPIG, 1988. Sección axial (Biozona SBZ 4) Muestra CAR 100a. Sección: Cueva del Cachorro. Sierra del Carche.
7. *Miscellanea* aff. *yvettae* LEPPIG, 1988. (Biozona SBZ 4) Muestra CAR 100a. Sección: Cueva del Cachorro. Sierra del Carche.
8. *Nummulites catari* TOSQUELLA Y SERRA-KIEL. Forma A. Sección axial (Biozona SBZ 4) Muestra CAR 87b. Sección: Cueva del Cachorro. Sierra del Carche.

Escala gráfica en todos los casos: 0,5 mm

LÁMINA 15

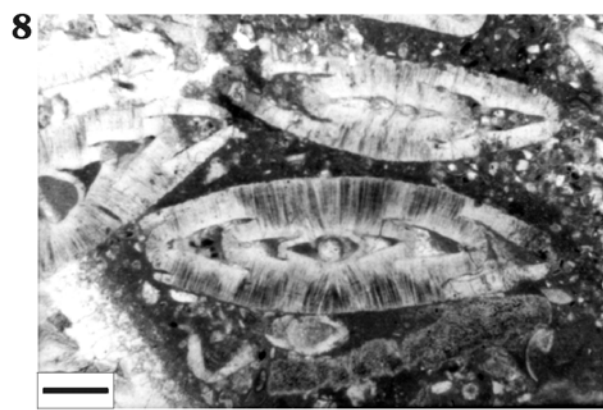
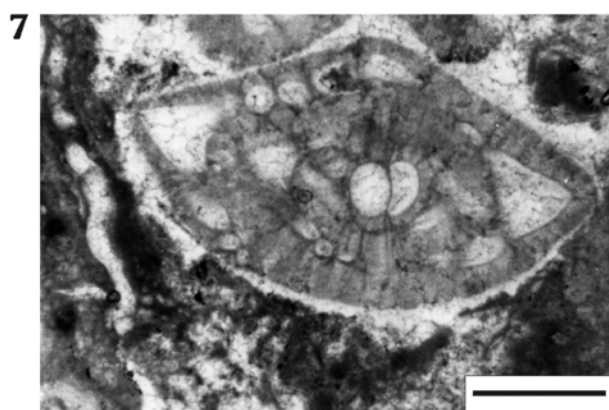
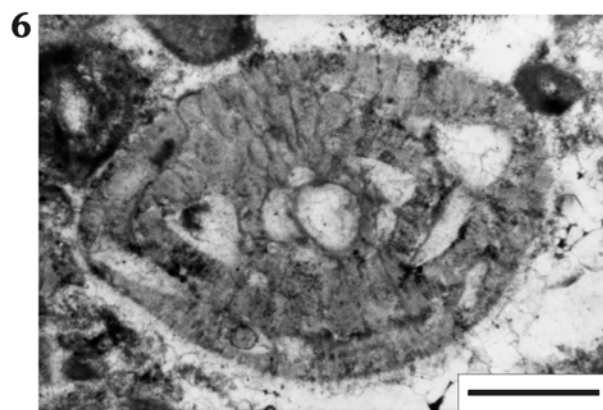
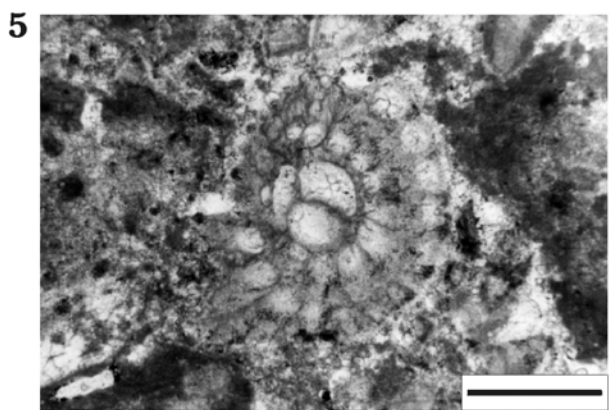
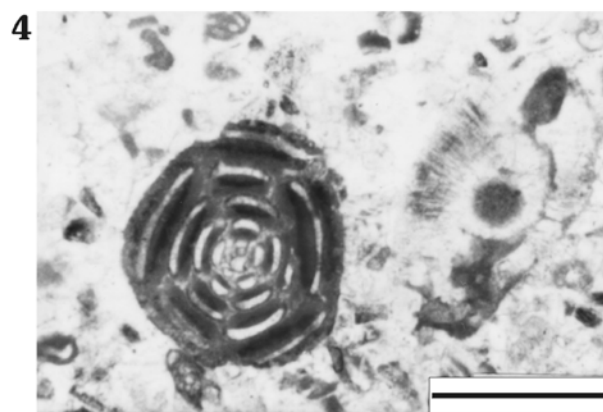
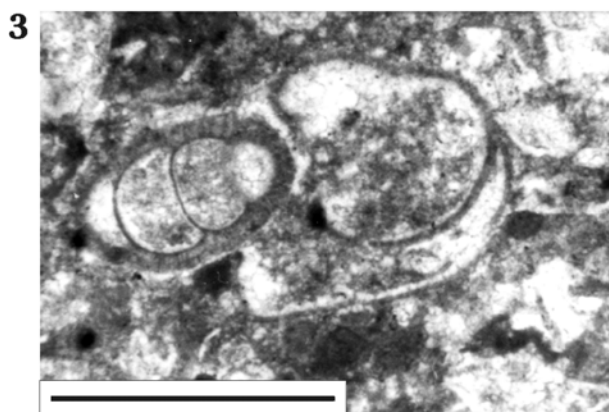
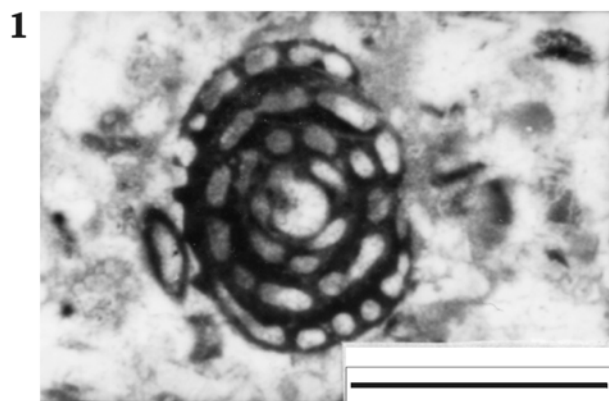


LÁMINA 16

1. *Nummulites catari* TOSQUELLA Y SERRA-KIEL. Sección ecuatorial (Biozona SBZ 4) Muestra CAR 87d. Sección: Cueva del Cachorro. Sierra del Carche.
2. *Nummulites* cf. *catari* TOSQUELLA Y SERRA-KIEL. (Biozona SBZ 4) Muestra CAR 89. Sección: Cueva del Cachorro. Sierra del Carche.
3. *Nummulites heberti* MUNIER – CHALMAS, 1884. (Biozona SBZ 3) Muestra CAR 75. Sección: Cueva del Cachorro. Sierra del Carche.
4. *Orbitoclypeus schopeni ramaraoui* (SAMANTA, 1967). (Biozona SBZ 4) Muestra CAR 100a. Sección: Cueva del Cachorro. Sierra del Carche.
5. *Orbitoclypeus schopeni ramaraoui* (SAMANTA, 1967). (Biozona SBZ 4) Muestra CAR 100bI. Sección: Cueva del Cachorro. Sierra del Carche.
6. *Orbitoclypeus schopeni ramaraoui* (SAMANTA, 1967). (Biozona SBZ 3) Muestra CAR 83. Sección: Cueva del Cachorro. Sierra del Carche.
7. *Orbitoclypeus schopeni ramaraoui* (SAMANTA, 1967). (Biozona SBZ 3) Muestra CAR 75. Sección: Cueva del Cachorro. Sierra del Carche.
8. *Planorbulina* sp. (Biozona SBZ 3) Muestra CAR 75. Sección: Cueva del Cachorro. Sierra del Carche.

Escala gráfica en todos los casos: 0,5 mm

LÁMINA 16

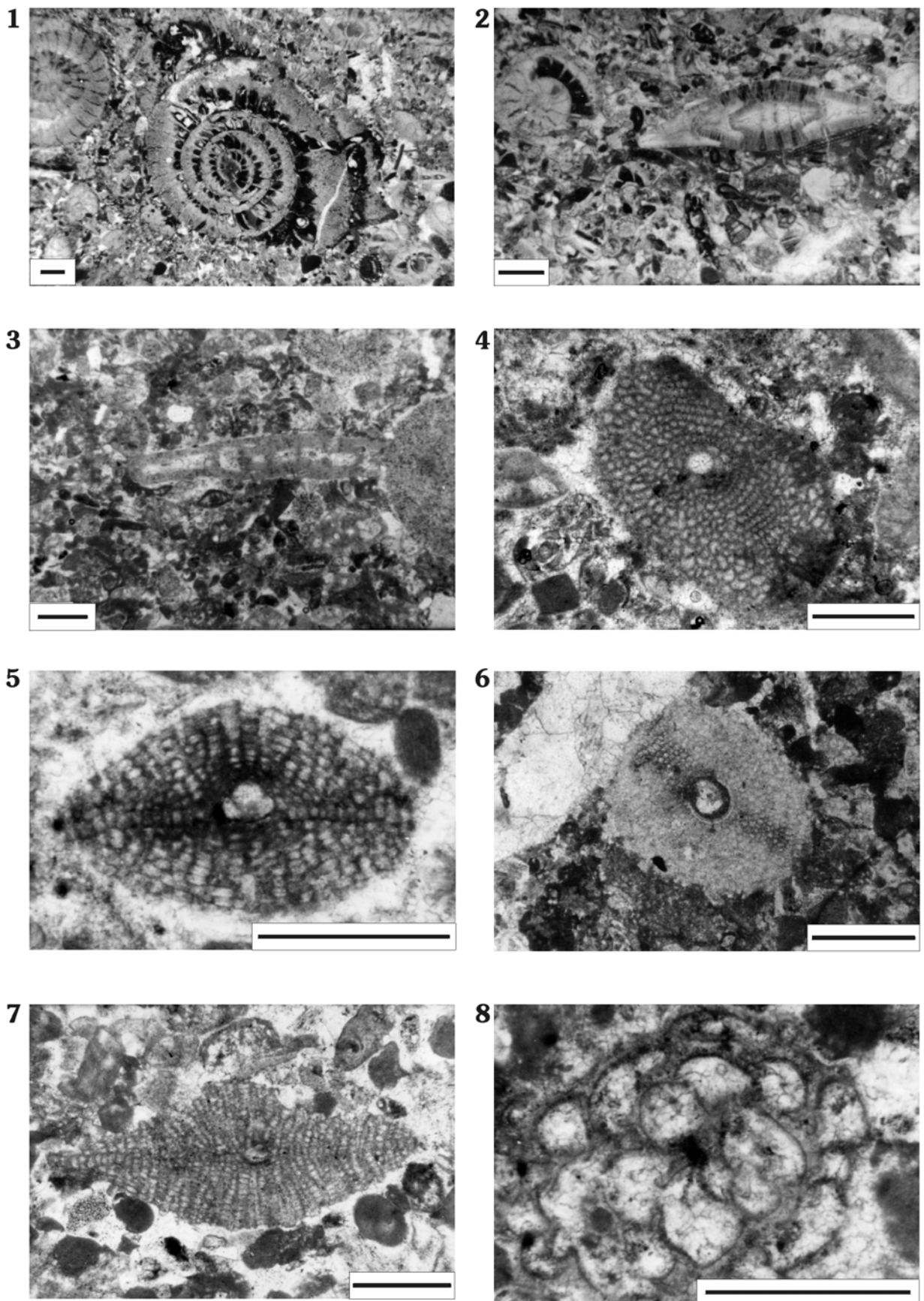


LÁMINA 17

1. *Pseudomiscellanea primitiva* (RAHAGHI, 1983). (Biozona SBZ 2) Muestra CAR 67. Sección: Cueva del Cachorro. Sierra del Carche.
2. *Pseudomiscellanea primitiva* (RAHAGHI, 1983). (Biozona SBZ 2) Muestra CAR 67. Sección: Cueva del Cachorro. Sierra del Carche.
3. *Ranikothalia* sp. y *Lacazina* sp. (Biozona SBZ 4) Muestra CAR 89. Sección: Cueva del Cachorro. Sierra del Carche.
4. *Reophax* sp. (Biozona SBZ 5) Muestra CAR 104. Sección: Cueva del Cachorro. Sierra del Carche.
5. *Solenomeris* sp., *Cuvillierina sireli* INAN, 1988 y *Miscellanea* aff. *yvettae* LEPPIG, 1988. (Biozona SBZ 4) Muestra CAR 100bI. Sección: Cueva del Cachorro. Sierra del Carche.
6. *Stromatorbina binkhorsti* REUSS. (Biozona SBZ 3) Muestra CAR 83. Sección: Cueva del Cachorro. Sierra del Carche.
7. *Thalmanita madrugensis* (CUSHMAN Y BERMÚDEZ, 1947). (Biozona SBZ 3) Muestra CAR 78. Sección: Cueva del Cachorro. Sierra del Carche.
8. *Thalmanita madrugensis* (CUSHMAN Y BERMÚDEZ, 1947). (Biozona SBZ 3) Muestra CAR 75. Sección: Cueva del Cachorro. Sierra del Carche.

Escala gráfica en todos los casos: 0,5 mm

LÁMINA 17

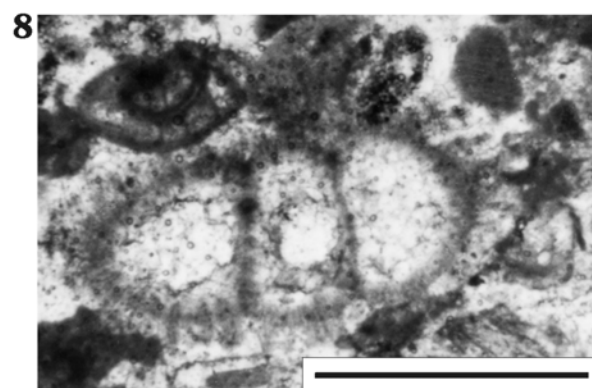
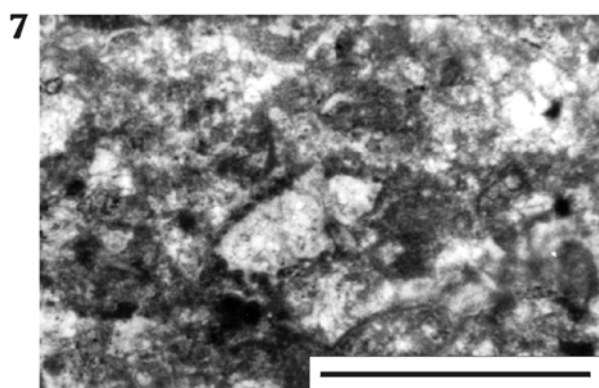
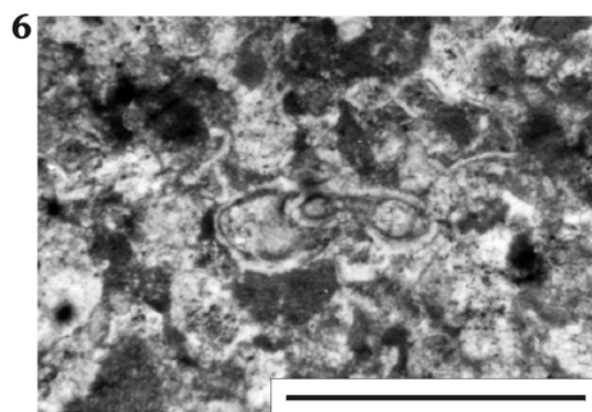
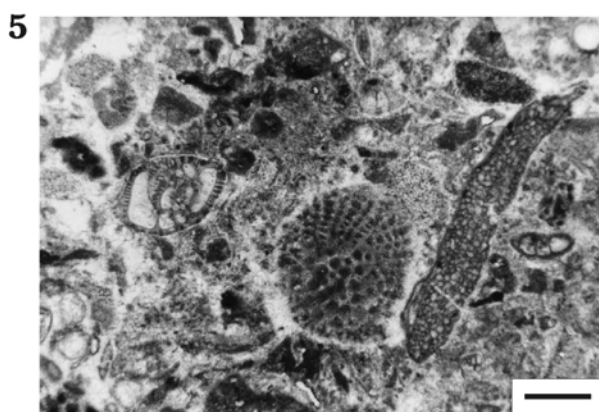
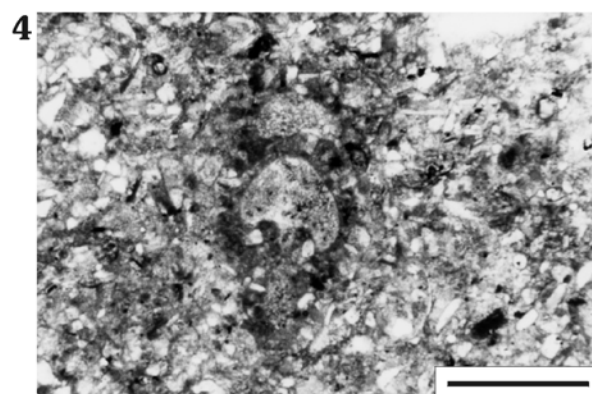
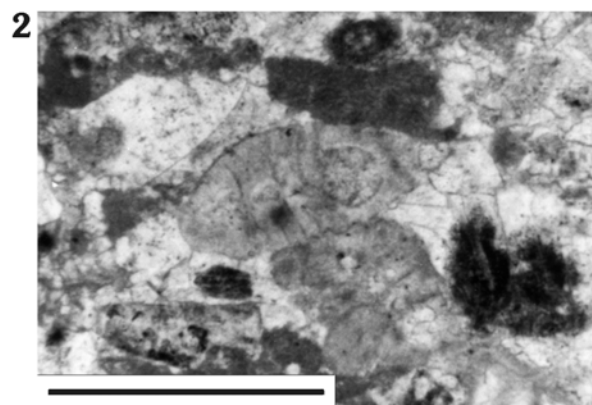
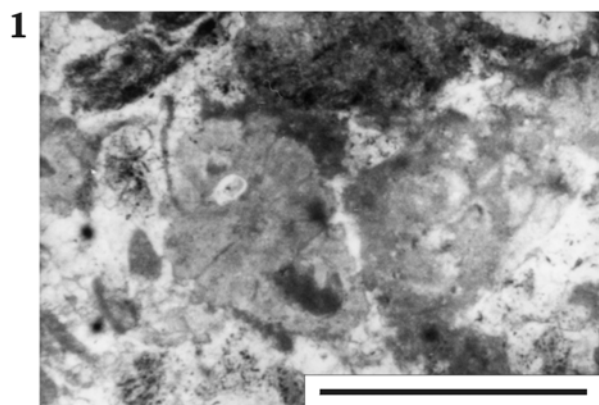


LÁMINA 18

1. *Echinocorys* cf. *darderi* LAMBERT, 1935. **1a** – vista apical, **1b** – vista lateral, **1c** – vista oral. Techo de la Fm. Carche. S^a del Carche. Muestra CAR 31b. Sección: Cueva del Cachorro. Sierra del Carche.
2. *Echinocorys tercensis?* LAMBERT, 1907. **2a** – vista apical, **2b** – vista lateral, **2c** – vista oral. Sección Agost. Muestra AGOST VII. Sección: Agost.
3. *Stegaster altus* SEUNES, 1889 (= *S. novoi* LAMBERT, 1931). **3a** – vista apical, **3b** – vista lateral, **3c** – vista oral. Sección de Torremanzanas. Muestra PIL 3. Sección: Torremanzanas.
4. *Stegaster altus* SEUNES, 1889 (= *S. novoi* LAMBERT, 1931). **4a** – vista apical, **4b** – vista lateral. Sección Foies Blanques. Muestra FB. Sección: Foies Blanques.

Escala gráfica en todos los casos: 1 cm

LÁMINA 18

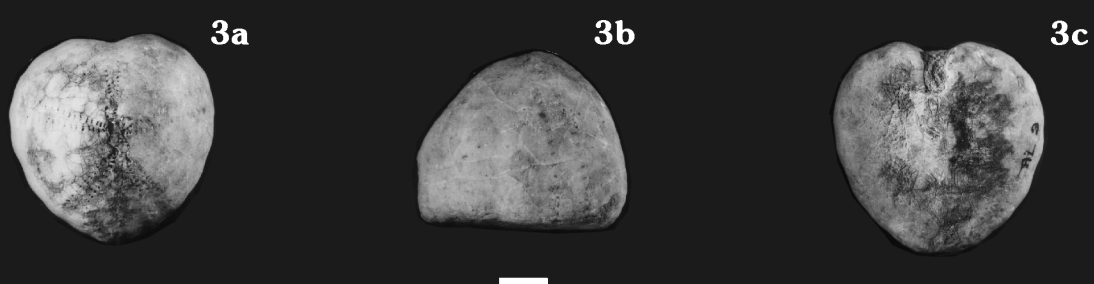
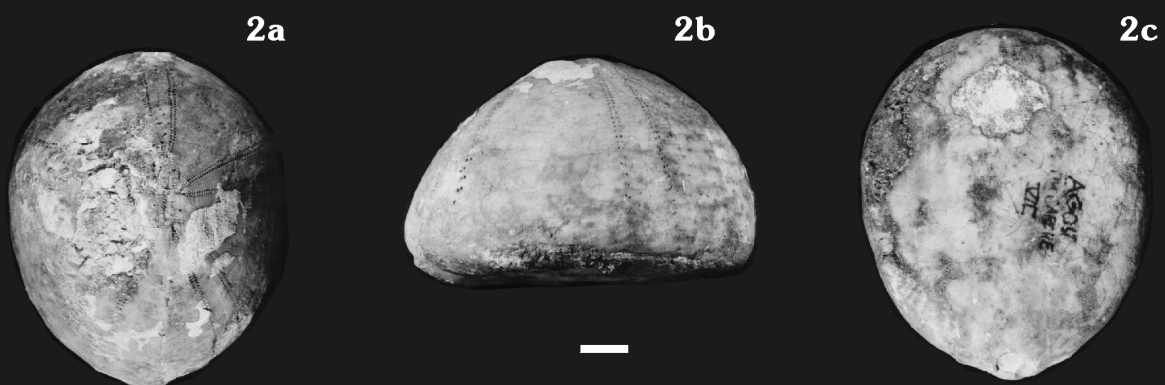
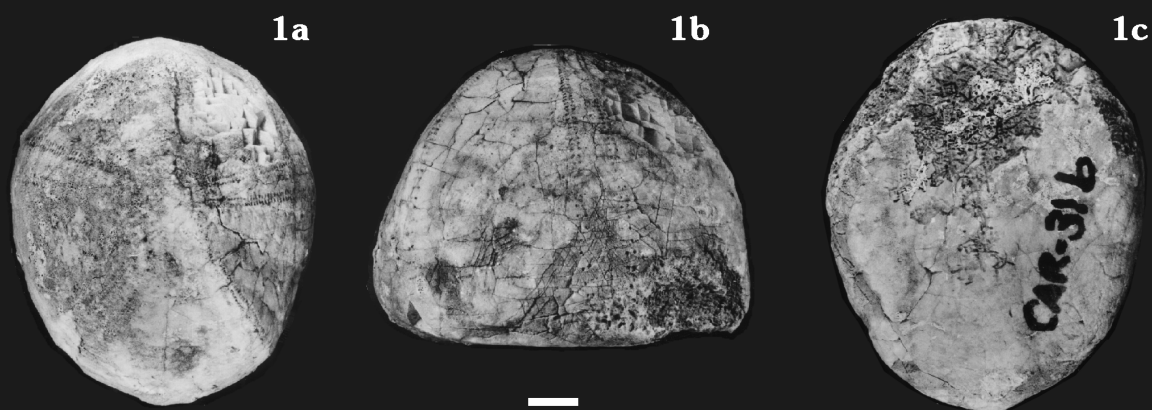


LÁMINA 19

1. *Arkhangelskiella cymbiformis* VEKSHINA, 1959. Muestra CAR C. Sección: Cueva del Cachorro. Sierra del Carche.
2. *Ceratolithoides kamptneri* BRAMLETTE Y MARTINI, 1964. Muestra CAR C. Sección: Cueva del Cachorro. Sierra del Carche.
3. *Micula murus* MARTINI, 1961). Muestra CAR C. Sección: Cueva del Cachorro. Sierra del Carche.
4. Forma intermedia entre *Micula murus* (MARTINI, 1961) y *Micula prinsii* PERCH – NIELSEN, 1979. Muestra CAR C. Sección: Cueva del Cachorro. Sierra del Carche.
5. *Prediscosphaera majungae* PERCH-NIELSEN, 1973. Muestra CAR C. Sección: Cueva del Cachorro. Sierra del Carche.
6. *Lithraphidites quadratus* BRAMLETTE Y MARTINI, 1964. Muestra CAR C. Sección: Cueva del Cachorro. Sierra del Carche.
7. *Zeugrhabdotus sigmoides* (BRAMLETTE Y SULLIVAN, 1961). Vista distal. Muestra CAR C. Sección: Cueva del Cachorro. Sierra del Carche.
8. *Zeugrhabdotus sigmoides* (BRAMLETTE Y SULLIVAN, 1961). Vista proximal. Muestra CAR C. Sección: Cueva del Cachorro. Sierra del Carche.
9. *Fasciculithus* sp. Muestra CV 20. Sección: Caravaca.
10. *Coccolithus pelagicus* (WALLICH, 1871). Muestra CV 20. Sección: Caravaca.

LÁMINA 19

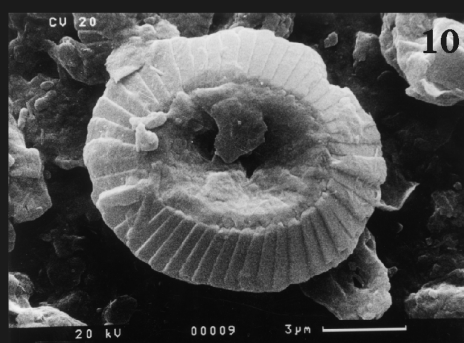
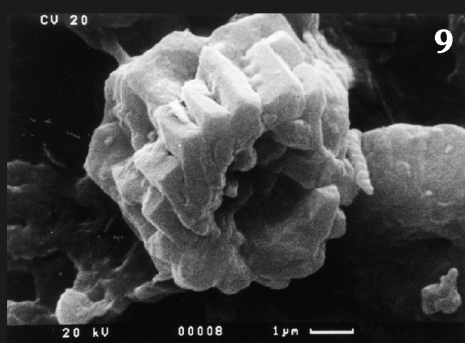
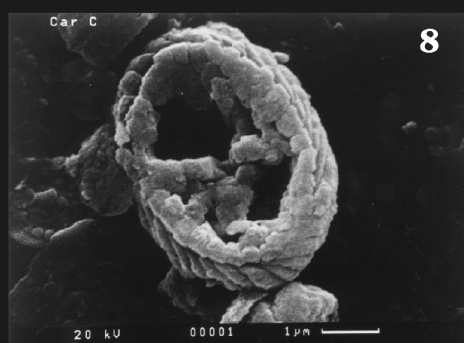
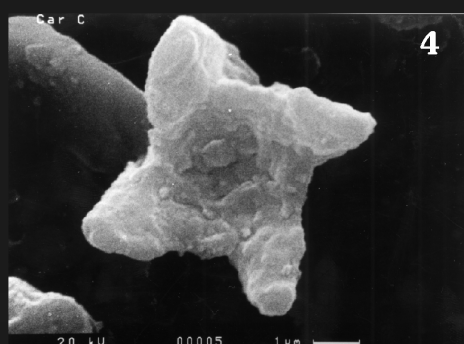
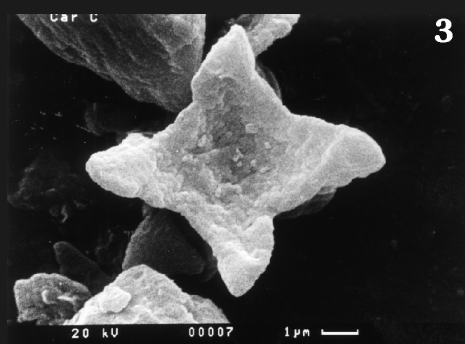
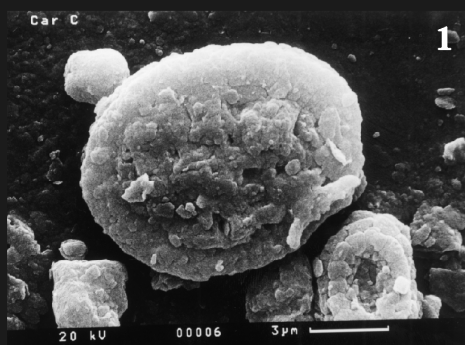


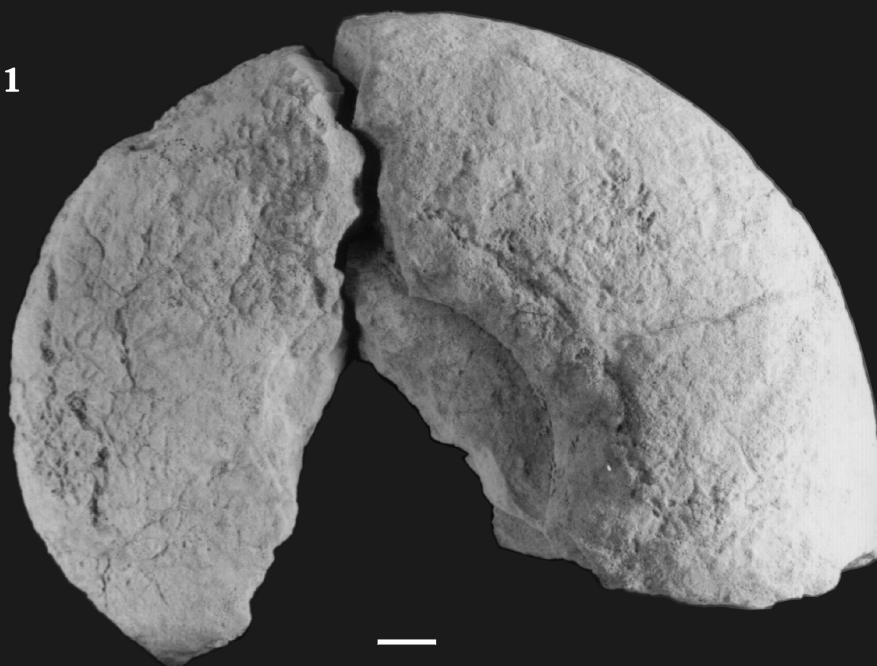
LÁMINA 20

- 1.** *Pachydiscus (Pachydiscus) neubergicus* ? (VON HAUER, 1858). Muestra CAR 31 c y d. Sección: Cueva del Cachorro. Sierra del Carche.
- 2.** *Pachydiscus* ? sp. Muestra CAR 31 e. Sección: Cueva del Cachorro. Sierra del Carche.
- 3.** *Pseudokossmaticeras tercense* (SEUNES, 1892). Muestra CAR 14. Sección: Cueva del Cachorro. Sierra del Carche.

Escala gráfica: 1 cm.

LÁMINA 20

1



2



3



